



UNIVERSIDAD CENTRAL DEL ECUADOR
FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA, MINAS,
PETRÓLEOS Y AMBIENTAL
CARRERA DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA

**“CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHAS DE
ESCOMBROS EN EL TRAMO PÍLLARO-PATATE”**

AUTOR: FRANCISCO D. HERRERA BENALCÁZAR

QUITO, MAYO 2013

UNIVERSIDAD CENTRAL DEL ECUADOR
FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA, MINAS,
PETRÓLEOS Y AMBIENTAL
CARRERA DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA

**“CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHAS DE
ESCOMBROS EN EL TRAMO PÍLLARO-PATATE”**

**Trabajo de Grado presentado como requisito para optar el Título de Ingeniero en Geología
Grado Académico de Tercer Nivel**

AUTOR: FRANCISCO D. HERRERA BENALCÁZAR

TUTOR: ING. FRANCISCO VITERI

QUITO, MAYO 2013

AUTORIZACIÓN DE LA AUTORÍA INTELECTUAL

Yo, FRANCISCO DAVID HERRERA BENALCÁZAR, en calidad de autor de la tesis realizada sobre: “CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHAS DE ESCOMBROS EN EL TRAMO PÍLLARO-PATATE”, por la presente autorizo a la UNIVERSIDAD CENTRAL DEL ECUADOR, hacer uso de todos los contenidos que me pertenecen o de parte de los que contienen esta obra, con fines estrictamente académicos o de investigación.

Los derechos que como autor me corresponden, con excepción de la presente autorización seguirán vigentes a mi favor, de conformidad con lo establecido en los artículos 5, 6, 8, 19 y demás pertinentes de la Ley de Propiedad Intelectual y su Reglamento.

Quito, a 21 de Mayo de 2013



FIRMA

C.C. 1718816786

INFORME DE APROBACIÓN DEL TUTOR

En mi carácter de Tutor de Grado, presentado por el señor FRANCISCO DAVID HERRERA BENALCÁZAR para optar el Título o Grado de INGENIERO EN GEOLOGÍA cuyo título es “CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHAS DE ESCOMBROS EN EL TRAMO PÍLLARO-PATATE”, considero que dicho trabajo reúne los requisitos y méritos suficientes para ser sometido a la presentación pública y evaluación por parte del jurado examinador que se designe.

En la ciudad de Quito a los 3 días del mes de Abril del 2013



Ing. Francisco Viteri Santamaría

TUTOR DE TESIS

INFORME DE APROBACIÓN DEL TRIBUNAL

El tribunal constituido por: Ing. Francisco Viteri, Ing. Gorki Ruiz e Ing. Galo Albán. DECLARAN:
Que la presente tesis denominada “CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHAS DE ESCOMBROS EN EL TRAMO PÍLLARO-PATATE”, ha sido elaborada íntegramente por el señor Francisco David Herrera Benalcázar, egresado de la Carrera de Ingeniería en Geología, ha sido revisada y verificada, dando fe de la originalidad del presente trabajo.

Ha emitido el siguiente veredicto: Se ha aprobado el Proyecto de Tesis para su defensa Oral.

En la ciudad de Quito a los 20 días del mes de Mayo del 2013.



Ing. Francisco Viteri Santamaría

PRESIDENTE DEL TRIBUNAL



Ing. Andrés Gorki Ruiz

MIEMBRO DEL TRIBUNAL



Ing. Galo Albán

MIEMBRO DEL TRIBUNAL

DEDICATORIA

A ti Madre linda por tu gran esfuerzo, paciencia y comprensión. Todo lo bueno que existe y que pueda venir de mí, es por la educación que me has dado. Por eso, todas las cosas lindas que pueda crear serán dedicadas a ti, siempre.....Gracias Charito

A mis Tías Lili y Carmita por estar siempre a nuestro lado y ser nuestro apoyo incondicional. La Lili con esa fuerza y fortaleza contagiosa; la Carmita, alma gemela de mi madre.... Gracias Livianita y Bachita

A mi Prima Elena, por esos lindos e imborrables recuerdos de infancia.... Gracias Selery

A Francisco Benjamín, llegaste de repente a alegrar nuestras vidas.... Gracias Principesso

A María Fernanda Naranjo, por haber llegado a mi vida y ser una fuente esperanza..... Gracias Fernandesca

A la memoria de mi abuelo Telmo

Francisco

AGRADECIMIENTOS

A la Ing. Patricia Mothes por haber propuesto el escenario investigativo, también aportando ideas y datos importantísimos para esta tesis. Por el campo en Los Llanganates.

Al Ing. Francisco Viteri, por su importante aporte en el transcurso de la investigación, por ser un buen profesor y brindarme la oportunidad de hacer trabajos de geología.

Al Ing. Gorki Ruíz, por su aporte esencial en la investigación, por su apoyo en el campo y charlas científicas; por ser parte fundamental de mi tesis.

Al Ing. Galo Albán por ser el primero en apoyar y colaborar en el proyecto, por ser un buen profesor.

A Jorge Ordóñez por el acolite en el campo, la bibliografía importantísima, por las rocas, por el bien recordado mapeo geológico en la cuenca de Ambato.

Al Dr. Daniel Andrade por los comentarios cuando fui estudiante de volcanología. A la Dra. Silvana Hidalgo por las charlas acerca de la geoquímica. A ambos agradezco la colaboración con los análisis químicos.

Al Ing. Jorge Bustillos por su colaboración en el campo y con datos importantes que ayudaron a esta investigación.

Al Dr. Benjamin Bernard por su colaboración bibliográfica.

Al Dr. M. Hall por los comentarios acerca de la zona de estudio. Por el campo en los Llanganates.

Al Ing. Marco Rivadeneira e Ing. Guillermo Alvarado por ser ejemplo de profesores y ejemplo de ese gusto por la geología.

A mis compañeros y amigos de geología María José y Diego, por el acolite cuando “tocaba hacer de estudiar”. Por esa geología de campo en Papallacta, Baeza y Borja. Al Robinson E.

A las personas con las que me encontré en el tramo Píllaro-Patate, todos ellos demostraron la bondad que existe en la gente que vive en el campo.

Al Ing. Marco Castillo de Emilio Terán por brindarme su amistad desde el primer momento.

A la Familia Guato-Guamán de Río Blanco de Patate por hacerme sentir parte de ellos, especialmente a la Señora Rosita.

A los amigos de la familia; Alberto y J-Francisco y mis tíos Héctor y Humberto por su ayuda al traer rocas y demás.

A mis primos Christian P. y Mercedes por estar siempre a la expectativa.

A mis primos Marco y Gabi por esa subida y muestreo al Quinuales, buena experiencia.

A mi primo Hugo por su acolite en el campo, por el mapeo por casi todo el río Pucahuaico, por haber compartido ese mutuo gusto por la naturaleza. Gracias Huguito se te agradece full.

A la MaFer Naranjo por su acolite en full cosas, por ser la persona que más tiempo ha escuchado mi “geopoesía” y de la otra poesía también, gracias full Fernandesca. “Que esta sea una de las

*primeras sorpresas... de, ojalá, muchas otras...junto a nuestros queridos volcanes".
TVTB.TPVCM.*

A mis tías Lili y Carmita por ser apoyo en todos los aspectos. A mi prima Elena con su Ben.

A mi madre por ayudarme en el campo, también por subir con nosotros al Quinuales, por ser como yo, geólogos amateur. Por haber sido de gran apoyo en todos los aspectos.

A la música.

A la gran naturaleza, gracias por darme cada espectáculo en todo sentido con todos los sentidos.

Francisco

RESUMEN

En el trayecto entre las poblaciones de Píllaro y Patate, en la provincia de Tungurahua (Ecuador), se ha reconocido al menos dos depósitos de avalancha de escombros, que en el presente estudio se los denomina DA1 y DA2. De estos depósitos, DA2 pudo ser mejor caracterizado que DA1. Los datos de campo evidencian que la formación de DA2 es de tipo Unzen, es decir no asociada directamente con una actividad volcánica, pero que puede ser provocada por un terremoto.

El cerro Quinuales ubicado en la estribación occidental de la cordillera de Los Llanganates (Cordillera Real), al Este de Píllaro y que está constituido por productos volcánicos de la Formación Pisayambo, es la fuente más probable para el depósito DA2, expuesto principalmente en las poblaciones de Emilio María Terán, Baquerizo Moreno y a lo largo del río Patate al Sur, en un área de 23,98 Km², con un espesor medio de 37 metros y un volumen de 0,88 Km³. DA1 se distribuye principalmente entre Poatug y río Blanco en un área de 2,56 Km², con un volumen mínimo estimado de 0,05 Km³.

La morfología aún preservada de DA2 permitió reconocer zonas de hummocks, ridges longitudinales y depresiones inter-hummocks; dos facies principales se reconocen: facies de mezcla y facies de bloque. La facies de bloque se sitúa principalmente en zonas proximales y la facies de mezcla en zonas marginales y distales del depósito. Estructuras como jigsaw-cracks, boudinage, capa de cizallamiento dúctil en el contacto basal y fallamientos normales e inversos se hallaron en DA2, además existe deformación dúctil y marcas de fricción en sus rocas constitutivas; las estructuras jigsaw-cracks pueden evidenciarse aún en afloramientos distales.

La petrografía principal del depósito de avalancha de escombros DA2 se constituye de andesitas con clinopiroxeno, andesitas de dos piroxenos y andesitas basálticas. Datos geoquímicos de elementos mayores permitieron situar a las rocas de DA2 como andesitas y andesitas basálticas de alto potasio. Según el diagrama de variación SiO₂ vs K₂O, las rocas de DA2 y lavas muestreadas en el Quinuales tienen relación con los volcanes del arco volcánico principal ecuatoriano. Por su alto contenido en K₂O se comparan con rocas del Tungurahua en su fase Tungurahua I y Altar, que son volcanes situados en la cordillera Real y arco volcánico principal. Este trabajo propone una edad relativa <211 Ka para DA2, según datos obtenidos en relación a su posición estratigráfica. Finalmente se reconoció depósitos de flujos de lodo situados en los poblados de Emilio Terán, Capulicito, Los Andes, Cuzatahua y río Corazón; estos flujos de lodo se formaron en tiempos históricos, al menos uno contiene restos de cerámica colonial.

Palabras clave: avalancha de escombros/Llanganates/facies de mezcla/facies de bloque/hummocks/estructuras/Quinuales

ABSTRACT

This work has developed on the road between the towns of Píllaro and Patate in the province of Tungurahua (Ecuador). It recognizes at least two debris avalanche deposits: DA1 and DA2. From these deposits, DA2 was better characterized than DA1. The field data show that DA2 is Unzen Type, not directly associated with volcanic activity, but could be caused by an earthquake.

The Quinuales Hill is located in the western foothills of the Llanganates Cordillera (Cordillera Real) east of Píllaro, and consists of volcanic products of the Pisayambo Formation; it is the most likely source for deposit DA2. It appears in outcrops exposed near Emilio María Terán, Baquerizo Moreno Towns and, along the Patate River to the south. Its area is approximately 23.98 km², with an average thickness of 37 m and a volume of 0.88 km³. The DA1 is distributed between Poatug Town and Blanco River covering an area of 2.56 km², with a minimum estimated volume of 0.05 km³.

The morphology has preserved hummocks, depressions inter-hummocks and longitudinal ridges; two main facies are recognized in DA2: mixed facies and block facies. The block facies is located in proximal area and, mixed facies is located in distal and marginal areas of the deposit. Structures like jigsaw-cracks, boudinage, ductile shear layer in the basal contact and normal and reverse faulting were found in DA2. There is ductile deformation and friction marks in the principal rocks; jigsaw-cracks structures are evident in distal outcrops.

The petrography of debris avalanche deposit DA2 has andesites with clinopyroxene, andesites with two pyroxenes and basaltic andesites. Geochemical data of major elements allowed identify the DA2 rocks as high potassium andesites and basaltic andesites. According to variation in Harker diagram of K₂O vs SiO₂, the DA2 rocks and lavas sampled in Quinuales have a relationship with main volcanic arc of Ecuador. The high content of K₂O can be compared with volcanoes from Cordillera Real and main volcanic arc, just like the rocks from Tungurahua (Tungurahua I) and Altar volcanoes. This work proposes a relative age <211 Ka for DA2, according to data obtained with the stratigraphy. Finally, have been recognized mudflows deposits located in the Emilio Terán, Capulicito, Los Andes and Cuzatahua Towns and Corazón River. These mudflows from historic times, at least one contains colonial ceramic vestige.

Key words: debris avalanche/Llanganates/mixed facies/block facies/hummocks/structures/Quinuales

ÍNDICE GENERAL

Capítulo I	1
Introducción.....	1
1.1. Importancia y propósito del estudio	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos.....	2
1.3. Alcances y limitaciones.....	3
1.4. Geografía y población	3
1.4.1. Ubicación y vías de acceso.....	3
1.4.2. Fisiografía.....	5
1.4.3. Hidrografía	8
1.4.4. Clima, flora y fauna.....	9
1.4.5. Población y sus principales actividades económicas.....	11
1.5. Metodología	12
1.6. Estudios geológicos anteriores	13
Capítulo II.....	18
Marco geológico.....	18
2.1. Marco geológico regional.....	18
2.1.1. Introducción	18
2.1.2. Historia geológica del Ecuador	20
2.2. Geodinámica actual del Ecuador.....	24
2.3. Volcanismo en el Ecuador.....	29
2.4. Marco geológico local.....	32
2.4.1. Introducción	32
2.4.2. Geomorfología	32
2.4.3. Formaciones geológicas del sector.....	35
2.4.3.1. Jurásico-Cretácico inferior	35
2.4.3.2. Cretácico.....	36
2.4.3.3. Mioceno tardío-Plioceno	38
2.4.3.4. Plioceno tardío-Pleistoceno.....	41
2.4.3.5. Pleistoceno	44
2.4.3.6. Reciente.....	49
2.4.4. Fallas y lineaciones	52
Capítulo III	58

Los depósitos de avalanchas de escombros en el tramo Píllaro-Patate	58
3.1. Generalidades del fenómeno de las avalanchas de escombros.....	58
3.1.1. La inestabilidad de un edificio volcánico y el fenómeno del colapso sectorial.....	59
3.1.2. Terminología descriptiva de los depósitos	60
3.1.3. Facies depositacionales	62
3.1.4. Características morfológicas	65
3.1.5. Estructuras y mecanismos de emplazamiento	69
3.2. Particularidades de los depósitos de avalanchas de escombros en el tramo Píllaro-Patate	74
3.2.1. Distribución geográfica de los depósitos.....	75
3.2.2. Características Morfológicas.....	75
3.2.3. Facies depositacionales	84
3.2.4. Estructuras.....	91
3.2.5. Relaciones estratigráficas y edades relativas.....	96
3.2.6. Áreas y volúmenes aproximados.....	100
Capítulo IV	102
Petrología y petrografía de los depósitos de avalancha de escombros en el tramo Píllaro-Patate.....	102
4.1. Muestreo y descripción macroscópica de las rocas involucradas	102
4.1.1. Rocas de DA1.....	102
4.1.2. Rocas de DA2.....	102
4.2. Descripción microscópica de las rocas.....	103
4.2.1. Rocas de DA1.....	103
4.2.2. Rocas de DA2.....	104
4.3. Geoquímica de las rocas de los depósitos de avalancha de escombros.....	108
4.3.1. Los óxidos mayores.....	108
4.3.2. Los elementos en traza	110
Capítulo V	111
Comparaciones petrográficas y geoquímicas de las rocas muestreadas	111
5.1. Comparaciones petrográficas	111
5.2. Comparaciones geoquímicas.....	111
Capítulo VI	114
Discusión de probables mecanismos disparadores y peligros geológicos potenciales.....	114
6.1. Factores probables para el debilitamiento estructural del edificio	114
6.1.1. Naturaleza del sustrato	114
6.1.2. Inclinación del sustrato y pendiente de los flancos del edificio	114
6.1.3. Actividad sismo-tectónica	115

6.1.4. Actividad físico-química (condiciones de meteorización y alteración)	115
6.2. Probables mecanismos disparadores para el colapso sectorial.....	116
6.3. Historia e impacto del colapso sectorial y formación de la avalancha de escombros DA2 117	
6.4. Peligros geológicos potenciales en el sector	119
Capítulo VII.....	123
Conclusiones y recomendaciones	123
7.1. Conclusiones	123
7.2. Recomendaciones.....	126
Capítulo VIII	127
Referencias bibliográficas.....	127

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona, se incluyen los principales poblados y vías de acceso (no actualizadas).....	5
Figura 1.2. Flanco Este de la Cordillera de Los Llanganates, nótese que las cimas de las elevaciones son redondeadas, el sector occidental de ellas es truncado por escarpes. Foto: Francisco Herrera.....	6
Figura 1.3. Estribaciones de la Cordillera Oriental, nótese el escalonamiento del relieve. Se observa el Cerro Nitón, la planicie de Chiquicha, los volcanes Huisla y Tungurahua. Foto: Francisco Herrera.....	7
Figura 1.4. Escarpe del cerro Quinales, con vista hacia el occidente. Foto: Francisco Herrera.	7
Figura 1.5. Mapa de pendientes de la zona de estudio.	8
Figura 1.6. Árbol de papel, bosque del cerro Quinales. Foto: Francisco Herrera.	11
Figura 2.1. Mapa estructural y fisiográfico del Ecuador. Modificado de Winkler et al., 2005.	20
Figura 2.2. Mapa que muestra los principales rasgos estructurales dejados por la geodinámica Nor-Occidental del Pacífico. Tomado de Michaud et al., 2009.....	25
Figura 2.3. Mapa que muestra el sistema de fallas que son parte del límite entre el bloque Nor-Andino y la Placa Sudamericana. Tomado de Witt et al., 2006.....	27
Figura 2.4. Esquema de comparación de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Ecuador. Tomado de Michaud et al., 2009.....	28
Figura 2.5. Mapa de los volcanes cuaternarios del Ecuador Continental. (Bernard y Andrade; 2011)	31
Figura 2.6. DEM de la zona de estudio, en el que se señala las principales características geomorfológicas.....	35
Figura 2.7. Diagrama multi-elementos para basaltos de plateau oceánico (San Juan?) localizados en la Depresión Interandina (Quillán y Chota). Nótese el gradiente relativamente plano para el diagrama multi-elementos. Ver también figura 6 (a) en Hughes y Pilatasig; 2002 en basaltos de la unidad Pallatanga. Tomado de Jaillard et al., 2009 de Samper y Mollex; 2001.	37
Figura 2.8. Rocas verdes basálticas de Quillán, están asociadas al basamento que constituye la Cordillera Occidental. UTM: 773859, 9865326; ALT: 2274 msnm; ribera derecha del río Culapachán, cerca de Quillán. Foto: Francisco Herrera.....	38
Figura 2.9. Afloramiento de estratos de aglomerados y areniscas de origen volcánico consolidadas. UTM: 780730, 9867856; ALT: 3012 msnm; río Pucahuaico. Foto: Francisco Herrera. ..	40
Figura 2.10. Flujos de lava andesíticos atribuidos a la Fm. Pisayambo. UTM: 780444, 9867617; ALT: 2960 msnm; río Pucahuaico. Francisco Herrera.....	41
Figura 2.11. Afloramiento de lavas andesíticas, la roca presenta fenocristales de plagioclasa y piroxeno. UTM: 775266, 9865049; ALT: 2471 msnm; Siete Chorros, cerca de la vía Emilio Terán-Píllaro. Foto: Francisco Herrera.	43

Figura 2.12. Contacto erosivo entre lavas brechadas y sedimentos fluvio-lacustres. UTM: 771858, 9868301; ALT: 2659 msnm; cerca de Jesús del Gran Poder. Foto: Francisco Herrera. ...	44
Figura 2.13. Afloramiento donde se presenta un contacto entre Chalupas y sedimentos fluvio-lacustres. UTM: 771945, 9868165; ALT: 2670 msnm; cerca de Jesús del Gran Poder. Foto: Francisco Herrera.	46
Figura 2.14. Afloramiento de contacto entre sedimentos fluvio-lacustres y Chalupas. UTM: 770853, 987082; ALT: 2617 msnm; cerca de Píllaro. Foto: Francisco Herrera.	47
Figura 2.15. La cangahua sobreyaciendo a brechas volcánicas, nótese la variación de color café amarillento a café oscuro-negro (fotografía derecha). UTM: 775488, 9865684; ALT: 2717 msnm (izquierda); 781315, 9862380; ALT: 3522 msnm (derecha). Foto: Francisco Herrera. ...	48
Figura 2.16. A la izquierda se aprecia la morfología aborregada, típica de ambientes glaciáricos. UTM: 785744, 9869438; ALT: 4163 msnm; al fondo laguna Aluleo. En la fotografía derecha se aprecia un circo glaciar con la laguna Angascocha, al fondo se observa una morfología muy aserrada. UTM: 7872224, 9868908; ALT: 4308 msnm. Foto: Francisco Herrera.	49
Figura 2.17. Flujo de lodo con cerámica colonial. UTM: 777526, 9863895; ALT: 2516 msnm; sector de Capulicito. Foto: Patricia Mothes.	51
Figura 2.18. Modelo que explica la geometría superficial del pliegue Yanayacu. Tomado de Fiorini y Tibaldi; 2011.	53
Figura 2.19. Mapa estructural de la zona de Pisayambo. En la parte superior los lineamientos identificados por Troncoso; 2009 y en la inferior las fallas interpretadas por Alvarado (comunicación personal; 2009 a Troncoso; 2009). Nótese que los lineamientos 1, 3, 7, 4 están asociados a las fallas Pisayambo, Llanganates, Pucará y Veta-Urcu respectivamente. Tomado de Troncoso; 2009.	55
Figura 2.20. Mapa Estructural regional, en rectángulo azul se ubica la zona de estudio. DEM Marc Souris, IRD.	57
Figura 3.1. Factores que contribuyen a la inestabilidad estructural de un edificio volcánico. Modificado de McGuire; 1996 y Siebert; 2002.	60
Figura 3.2. Fotografía y esquema de las estructuras jigsaw-cracks y las matrices interclasto e intraclasto. Foto: Francisco Herrera.	62
Figura 3.3. Depósito de avalancha de escombros del volcán Imbabura, mostrándose las facies depositacionales. Tomado de Bernard; 2008.	64
Figura 3.4. Facies lahárítica, rodeando a un bloque (línea entrecortada) en un depósito de avalancha de escombros del volcán Carihuairazo. Tomado de Ordóñez; 2012.	65
Figura 3.5. A. Volcán Jocotitlán, vista Norte (Salinas y López-Blanco; 2010). B. Topografía hummock del Mt. Shasta (Fotografía USGS, Glicken, 1982) C. Hummocks cónicos de la avalancha de escombros de 1964 en el volcán Shiveluch (Belousov et al., 1999).	66
Figura 3.6. Esquema mostrando los tipos de hummocks según Glicken; 1991. Modificado de Glicken; 1991.	67
Figura 3.7. A. Fotografía de la cicatriz de colapso sectorial de 1980 del Mt. St. Helens (por Lyn Topinka-USGS, 1981). B. Imagen de la cicatriz de colapso del Mt. St. Helens, se evidencia su forma de herradura (Imagen Google Earth).	68

Figura 3.8. Esquema que muestra los parámetros H y L para un deslizamiento volcánico y su depósito. Modificado de Legros; 2002.....	69
Figura 3.9. Gráficas que muestran las mejores relaciones lineales para L vs A y A vs V en depósitos de avalanchas de escombros volcánicas. Tomado de Bernard; 2008.	70
Figura 3.10. Depósito de avalancha de escombros Escuintla proveniente del volcán Fuego en Guatemala. Nótese el moteado de colores y las fallas que afectan a los bloques de avalancha (flujos de lava y unidades piroclásticas). Foto Lee Siebert, 1988 (Smithsonian Institution). Siebert; 1996.....	71
Figura 3.11. Estructura en boudinage existente en el depósito de avalancha de escombros del Chimborazo. Tomado de Bernard; 2008.	72
Figura 3.12. Incorporación del sustrato en zona de cizalla. Depósito de avalancha de escombros del Chimborazo. La flecha amarilla señala dirección de transporte. Tomado de Bernard et al., 2008.	72
Figura 3.13. Modelo de emplazamiento y transporte para las avalanchas de escombros de Iwasegawa y Kaida en Japón. a) Etapa de deslizamiento inicial. b) Etapa de transporte (plug flow); LBL (capa laminar límite). c) Etapa de depositación. Tomado de Takarada et al., 1999.	74
Figura 3.14. Morfología de terrazas colgadas en DA1, la base del cañón está conformado por flujos de lava andesíticos. Nótese el grado de disección en la zona. Foto: Francisco Herrera....	76
Figura 3.15. Panorámica en la que se observa la morfología tipo hummocks (líneas entrecortadas blancas) de DA2, Baquerizo Moreno se encuentra en una depresión inter-hummock. Obsérvese también las diferentes elevaciones en la Cordillera, presentan flancos escarpados y cimas erosionadas. Foto: Francisco Herrera.....	77
Figura 3.16. Se observa ridge y depresión inter-hummock, fotografía tomada desde Loma Andahualo. Foto: Francisco Herrera.	78
Figura 3.17. Panorámica en la que se observan los ridges longitudinales conformados por las lomas Andahualo y Rumipamba Chiquito. Obsérvese la morfología ligeramente ondulada en la población de Emilio María Terán. Foto: Francisco Herrera.	79
Figura 3.18. Se aprecia las terrazas de DA2, existe una disección importante por el río Pucahuaico, expresada en un cañón con escarpes de alta pendiente. Foto: Francisco Herrera.	81
Figura 3.19. Terrazas que constituyen DA2, siguiendo la forma confinada del valle, obsérvese los escarpes de deslizamiento al fondo de la fotografía. Foto: Francisco Herrera.....	82
Figura 3.20. Terrazas distales de DA2, se puede apreciar que la superficie tiene una ligera inclinación hacia el Sur. Foto: Francisco Herrera.	82
Figura 3.21. Se aprecia lo que se interpreta como cicatriz de colapso. Escarpe entre 200 a 250 metros en cuyo pie la morfología y pendiente cambian abruptamente. Rectángulo amarillo representa el lugar de dónde fue tomada la fotografía de la Figura 3.22. Foto: Francisco Herrera.	83
Figura 3.22. Gran abertura al pie del escarpe del Cerro Quinuales hacia el occidente. Nótese la gran disección existente en el área. Foto: Francisco Herrera.	83
Figura 3.23. Afloramiento de DA1 que muestra la facies de bloques y la facies de mezcla, en la cual se puede observar estructuras de imbricación (líneas amarillas) en ciertos clastos. (UTM: 779723; 9859841, ALT: 2552 msnm; vía Sucre-Poatug). Foto: Francisco Herrera.	85
Figura 3.24. Afloramiento de DA1 en su facies de mezcla, se observa una brecha matriz-soportada que tiene litología similar a la facies de bloque y material del sustrato incorporado (tobas y gravas).	

Nótese los clastos rojos que no han sido disgregados completamente dentro de la matriz interclasto. (UTM: 778942, 9858927; ALT: 2339 msnm; Río Blanco, cerca de vía Poatug-Patate). Foto: Francisco Herrera. 85

Figura 3.25. Afloramiento de hummock y esquema de la facies de bloques de DA2, se puede observar los diferentes bloques poco consolidados a pobremente consolidados; 1. Bloque brechado de lava de andesita basáltica, 2. Bloque constituido de lavas brechadas poco consolidadas y/o alteradas, piroclastos, flujos de escombros, 3. Bloque cosntituido de lavas, flujo piroclástico, piroclastos. Nótese la deformación y el moteado de colores existente en los bloques. (UTM: 778245, 9864489; ALT: 2553 msnm, vía a Baquerizo Moreno). Foto: Francisco Herrera.87

Figura 3.26. Facies de bloques de DA2 en la que se puede ver la variación de coloraciones, las rocas grises son andesitas con plagioclasa y piroxeno; las rocas rojizas son las mismas andesitas que han sufrido procesos de oxidación por temperatura, se caracterizan por ser vesiculares; el sector amarillento corresponde a un tipo de alteración hidrotermal. (UTM: 777725, 9864022; ALT: 2490 msnm; puente de Plazuela). Foto: Francisco Herrera..... 88

Figura 3.27. Facies de mezcla de DA2, nótese la matriz interclasto de color amarillento que rodea a bloques de avalancha (líneas entrecortadas blancas) de coloraciones grises a rojas. (UTM: 776433, 9856440; ALT: 2087 msnm; entrada a La Clementina). Foto: Francisco Herrera..... 89

Figura 3.28. Facies de mezcla rodeando a facies de bloques (líneas entrecortadas blancas). Se observa que los límites entre estas facies son irregulares, pero contrastantes. (UTM: 776736, 9854649; ALT: 2065 msnm; flanco izquierdo del río Patate, cerca de la vía Patate-Guadalupe). Foto: Francisco Herrera..... 90

Figura 3.29. Diferentes características de la facies de mezcla en DA2; A. Se observa clastos gris oscuro oscuros subangulosos provenientes del edificio, gravas aluviales, fragmentos de tobas blancas, B. fragmentos de andesitas trituradas y alteradas hidrotermalmente, C. resto de un tronco de planta dentro de la matriz interclasto. (UTM: 776433, 9856440; ALT: 2087 msnm; entrada a La Clementina). Fotos: Francisco Herrera. 90

Figura 3.30. A. Se puede observar que el sustrato ha penetrado dentro de DA2 (2), facies de bloque (1), sustrato (3), contacto basal (4). B. Estrechamiento de bloques a lo largo del contacto basal (3), facies de bloque (1), facies de mezcla (2), capa de cizallamiento dúctil (4), sustrato (5). (UTM: 776719, 9865674; ALT: 2729 msnm; Emilio María Terán, en cascada). Fotos: Francisco Herrera. 92

Figura 3.31. A. Fotografía de DA2. B. Esquema en dónde se observa el contacto sustrato-avalancha, el cual es muy deformado y erosionado. Facies de bloque DA2 (1); bloque de cangahua? incorporado en DA2; sustrato (3); fallas y fracturas paralelas asociadas al contacto avalancha-sustrato. Flecha violeta indica dirección de emplazamiento (UTM: 776719, 9865674; ALT: 2729 msnm; cerca de Emilio María Terán, en cascada). Foto: Francisco Herrera.. 93

Figura 3.32. A. Fotografía y B. Esquema de Jigsaw cracks y jigsaw fits en bloque de avalancha en un afloramiento distal de DA2. (UTM: 776836, 9854363; ALT: 2057 msnm; flanco derecho de río Patate, cerca de Santa Ana). Foto: Francisco Herrera. 94

Figura 3.33. A. Bloque de DA2 deformado en forma de pliegue; B. Caras pulidas y marcas de fricción (slickensides) en bloque andesítico de DA2. Fotos: Francisco Herrera..... 94

Figura 3.34. A. fotografía, persona (elipse amarilla); B. Esquema se evidencia fallas transversales normales e inversas que cortan a facies de bloques en DA2, se puede ver que los bloques están

deformados a manera de pliegue. Flecha violeta indica dirección de transporte. (UTM: 776591, 9862840; ALT: 2239 msnm; encañonado del río Pucahuaico). Foto: Francisco Herrera. 95

Figura 3.35. Fallas normales que afectan a diferentes bloques de avalancha en hummock de DA2. Flecha violeta indica dirección de transporte (UTM: 778245, 9864489; ALT: 2553 msnm, vía a Baquerizo Moreno). Foto: Francisco Herrera. 95

Figura 3.36. Columna estratigráfica esquemática regional, realizada con observaciones personales en el campo y compilado de Lavenu et al; (1992, 1995), Winkler et al; 2005, Fiorini y Tibaldi; 2011; Ordóñez; 2012..... 97

Figura 3.37. A. DA2 sobre unidades de Fm. Pisayambo en el río Pucahuaico, cerca de la confluencia con el río Patate; B. La ignimbrita de Chalupas suprayaciendo a sedimentos fluvio-lacustres de la Fm. Latacunga; C. Ignimbrita de Chalupas con fragmentos fluvio-lacustres deformados incorporados, descansa en discordancia erosiva sobre ellos; D. Chalupas sobre bloque de sedimentos fluvio-lacustres, DA2 suprayace en discordancia erosiva a Chalupas. Fotos: Francisco Herrera. 98

Figura 3.38. A. DA2 sobreyacido por cangahua y suelo actual (UTM: 776174, 9865827; ALT: 2789 msnm; La Esperanza); B. Contacto entre depósito de avalancha del volcán Huisla y DA2 (UTM: 776613, 9856685; ALT: 2087 msnm; vista de La Clementina, flanco izquierdo del río Patate). Fotos: Francisco Herrera. 99

Figura 3.39. Columna estratigráfica esquemática para DA2..... 100

Figura 4.1. Microfotografías en luz polarizada. QDAFH-15, se observa cristales muy pequeños de plagioclasa (plg) y minerales opacos de color oscuro (opc) en una matriz de textura criptocristalina. QDAFH-6, presenta una textura traquítica, los fenocristales de plagioclasa (plg) y biotita (biot) alineados en dirección del flujo. Fotos: Francisco Herrera. 104

Figura 4.2. Microfotografía a luz polarizada (QDAFH-8) se observa una textura traquítica en la que fenocristales de plagioclasa (plg) están orientados en dirección del flujo, véase el cristal prismático de clinopiroxeno (clpx) intergranular entre plagioclasas. Microfotografía (QDAFH-9) en la que se observa bandeamiento en colores más oscuros, indicando una textura de flujo laminar. Fotos: Francisco Herrera. 105

Figura 4.3. Microfotografías en luz polarizada del segundo grupo de rocas de DA2, En QDAFH-3 se puede observar fenocristal de plagioclasa (plg) con bordes de reacción y sectores reabsorbidos por la matriz, los fenocristales de clinopiroxeno (clpx) muestran maclas. La lámina de QDAFH-4 muestra plagioclasas de diferentes características, pero ambas con inclusiones máficas dentro de su núcleo, los fenocristales de clinopiroxeno muestran clivajes perfectos a 90°. Fotos: Francisco Herrera..... 106

Figura 4.4. Microfotografías en luz polarizada. QDAFH-12 se observa crecimiento intergranular de ortopiroxeno en fenocristales de plagioclasa, nótese la textura intergranular que presenta la muestra. QDAFH-5, roca que representa a la fuente más probable de DA2, los fenocristales de plagioclasa muestran coronas de reacción y alteraciones probablemente de arcillas, los fenocristales de piroxenos muestran maclado y bordes de reacción. Fotos: Francisco Herrera..... 107

Figura 4.5. Histograma que muestra los porcentajes en volumen de los principales minerales que conforman las rocas de DA2. 107

Figura 4.6. Diagrama de clasificación para rocas volcánicas de Peccerillo y Taylor (1976) para las rocas de DA2 y lavas del Quinuales que se ubican dentro del campo de alto K, la mayoría son andesitas a excepción de Chda-2.1 que se encuentra en el rango de andesita basáltica.. 109

Figura 4.7. Diagramas Harker para las lavas Quinuales y rocas de DA2. Se muestran correlaciones positivas para el K, Na y Al.	110
Figura 5.1. Diagrama de variación SiO_2 vs. K_2O para la caracterización del Arco volcánico ecuatoriano, las rocas de DA2 y Quinuales se encuentran más cercanas al campo que cubre el Arco Principal. Modificado de Samaniego et al., 2003.....	113
Figura 5.2. Diagrama de variación para la clasificación de rocas volcánicas de arco de Peccerillo y Taylor (1976) que indica las series magmáticas de los volcanes Tungurahua y Altar. El alto contenido de K_2O de las rocas de DA2 y Quinuales puede ser comparado con rocas del Tungurahua-I y Altar. Modificado de Bustillos; 2008.	113
Figura 6.1. Correlación entre área y volumen de avalanchas de escombros continentales. En rojo se muestra DA2. Tomado de Bernard 2008.....	118
Figura 6.2. Relación H/L para avalanchas de escombros en volcanes japoneses. En rojo se muestra para DA2. Modificado de Ui et al., 2000.	119

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1 Mapa de distribución de flujos de lodo históricos	138
ANEXO 2 Columnas estratigráficas	140
ANEXO 3 Mapa de ubicación de muestras de matrices de facies, láminas delgadas y geoquímica	152
ANEXO 4 Facies, matrices bajo el binocular	154
ANEXO 5 Descripciones petrográficas	157
ANEXO 6 Datos de geoquímica	180
ANEXO 7 Algo de leyenda	182
ANEXO 8 Mapa geológico y de pendientes	185

RESUMEN DOCUMENTAL

La tesis trata sobre: “Caracterización de los depósitos de avalanchas de escombros en el tramo Píllaro-Patate”. **OBJETIVO GENERAL:** Caracterizar las particularidades geológicas, petrografía y petrología de los depósitos de avalanchas de escombros en el tramo Píllaro-Patate, para determinar los probables peligros geológicos potenciales. **PROBLEMA:** La diferenciación y datación relativa y/o exacta de depósitos volcánicos asociados a eventos catastróficos hacen que su caracterización geológica sea trascendental. **HIPÓTESIS:** Conociendo las características geológicas de los depósitos de avalanchas de escombros entre Patate y Píllaro, se encontrará su fuente de generación. **MARCO TEÓRICO:** Geografía y población, metodología, estudios geológicos anteriores, marco geológico regional, geodinámica actual del Ecuador, volcanismo en el Ecuador, formaciones geológicas del sector, fallas y lineaciones, generalidades del fenómeno de las avalanchas de escombros. **MARCO REFERENCIAL:** El área de estudio se ubica en el centro del Ecuador, en la provincia de Tungurahua entre los cantones Píllaro, Patate y Pelileo, al borde oriental del Valle Interandino y el flanco occidental de la Cordillera de Los Llanganates. Las ciudades de Quito, Latacunga y Ambato se encuentran aproximadamente a 90, 30 Y 12 km., respectivamente. **MARCO METODOLÓGICO:** Recopilación de bibliografía, interpretación fotogeológica, cartografía geológica de los depósitos de avalanchas y su cuenca de depósito, uso de SIG, análisis petrográfico, interpretación geoquímica de elementos mayores. **CONCLUSIÓN GENERAL:** La zona de estudio es vulnerable a deslizamientos, represamientos, flujos de lodo y escombros que pueden ser causados por terremotos y lluvias intensas en la región, las reseñas y documentación históricas ya lo han comprobado. **RECOMENDACIÓN GENERAL:** Proponer un estudio geo-estructural en el sector para definir zonas de debilidad y definir de mejor manera las razones porque se producen deslizamientos en estructuras que no tienen la forma típica de un estrato-volcán.

DESCRIPTORES:

GEODINÁMICA

FORMACIONES GEOLÓGICAS DEL SECTOR

LLANGANATES

AVALANCHA DE ESCOMBROS

ESTUDIO GEO-ESTRUCTURAL

CATEGORIAS TEMATICAS: <CP-INGENIERIA EN GEOLOGÍAS><CP-VOLCANOLOGÍA><CS-CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA >

Thesis is about:: “Characterization of debris avalanche deposits in the Píllaro-Patate track” de avalanchas de escombros en el tramo Píllaro-Patate”. **GOAL:** To characterize the geological peculiarities, petrography and petrology of debris avalanche deposits in the Píllaro-Patate track, to determine the potential geological hazards. **PROBLEM:** The differentiation and relative or absolute dating of volcanic deposits associated with catastrophic events make that geological characterization, transcendental. **HYPOTHESIS:** Knowing the geological characteristics of the debris avalanche deposits between Píllaro-Patate, will be know their source generation. **CONCEPTUAL FRAMEWORK:** Geography and population, methodology, previous geological studies, geological framework, geodynamic of Ecuador, Ecuador volcanism, the geological Formations, faults and lineations, overview of the phenomenon of debris avalanches. **FRAMEWORK:** The study area is located in the center of Ecuador, in the Tngurahua Province between towns Píllaro, Patate and Pelileo, in the estern edge of the Inter-Andean Valley and the western flanks of the Cordillera de Los Llanganates. The cities of Quito, Latacunga and Ambato are approximately 90, 30 and 12 km., Respectively **METHODOLOGICAL FRAMEWORK:** Bibliographic compilation , photogeology interpretation, geological mapping of the avalanche deposits and its deposit basin, GIS methods, petrographic analysis geochemical interpretation of major elements. **GENERAL CONCLUSION:** The study area is vulnerable to landslides, damming, mud and debris flows that can be caused by earthquakes and heavy rains in the region, the reviews and historical documents have already proven. **GENERAL RECOMMENDATION:** Proposing a geo-structural study in the field to define areas of weakness and to define more clearly the reasons why landslides occur in structures that do not have the shape of a stratovolcano.

DESCRIPTORS:

GEODYNAMICS

SECTOR GEOLOGICAL FORMATIONS

LLANGANATES

DEBRIS AVALANCHE

GEO-STRUCTURAL STUDY

THEMATIC CATEGORIES: <CP-GEOLOGY ENGINEERING><CP-VOLCANOLOGY><CS-GEOLOGICAL MAPPING>

Capítulo I

Introducción

1.1. Importancia y propósito del estudio

La diferenciación y datación relativa y/o exacta de depósitos volcánicos asociados a eventos catastróficos hacen que su caracterización geológica sea trascendental. Entre las investigaciones precursoras de la Geología de la Cordillera de los Llanganates, sus estribaciones y el Valle Interandino, se encuentra el estudio: *Geology of the Llanganates Area, Ecuador* (Kennerley; 1971), que se basa en trabajos de interpretación fotogeológica y chequeo en el campo; esta publicación y su mapa geológico han servido de base para otras investigaciones como el trabajo de Barberi et al., 1988, quienes realizaron las primeras dataciones radiométricas de la zona. Debido entre otras causas al clima hostil del sector, sus unidades volcánicas han sido poco estudiadas, aunque últimamente se han propuesto nuevas interpretaciones (Hall et al., 2011) del volcanismo y de su edad (post-Pliocénica).

Los colapsos sectoriales en los volcanes Cotopaxi, Tungurahua, Imbabura, Chimborazo, Reventador, etc; del arco volcánico continental ecuatoriano han dejado grandes depósitos de avalanchas de escombros (Hall y Beate; 1991) y en los últimos años han sido motivo de estudio como en el Imbabura (Ruíz; 2003), Chimborazo (Barba; 2006; Bernard et al., 2008), Tungurahua, Altar, Huisla (Bustillos; 2008), Carihuairazo (Ordóñez et al., 2011). Los grandes escarpes existentes en cerros que bordean las estribaciones occidentales de la Cordillera de Los Llanganates así como depósitos de avalanchas de escombros indiferenciadas encontradas en los valles son prueba de la inestabilidad de estructuras volcánicas, aunque en la actualidad no tienen la forma de un típico estrato-volcán. Sin embargo el mapeo geológico de los depósitos de avalancha, su distribución en la cuenca del río Patate, el muestreo de las rocas y su análisis petrográfico y petrológico, así como la observación de las estructuras tectónicas permiten identificar las posibles fuentes de los depósitos de avalancha y su impacto en la zona.

En Ui et al., (2000), proponen tres tipos de avalanchas de escombros; aquellas asociadas a erupciones magmáticas o tipo Bezymianny, las de tipo Bandai asociadas con erupciones freáticas y las tipo Unzen no relacionadas directamente con una actividad volcánica pero pueden ser disparadas por un terremoto; por lo tanto cada uno de estos tipos presenta evidencias geológicas importantes para proponer probables mecanismos generadores del fenómeno. Por esta razón los trabajos de campo son importantes para entender mejor los eventos geológicos y su relación en

edad con las unidades definidas anteriormente en la zona de estudio, que incluye varios poblados entre las ciudades de Píllaro y Patate.

Por otra parte, el presente autor, hace notar que en la zona de estudio también existen evidencias de fenómenos geológicos ocurridos en tiempos recientes y que han afectado a su población (flujos de lodo, aluviones, terremotos, caídas de rocas y represamientos de cauces fluviales), estos eventos podrían tener recurrencia; en este sentido este trabajo permitirá a las autoridades locales planificar el uso del territorio y reducir el riesgo geológico, además de servir de base para estudios posteriores más detallados.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

- Caracterizar las particularidades geológicas, petrografía y petrología de los depósitos de avalanchas de escombros en el tramo Píllaro-Patate, para determinar los probables peligros geológicos potenciales.

1.2.2. Objetivos específicos

- Realizar el mapeo geológico y muestreo de los depósitos de avalanchas de escombros existentes en el tramo Píllaro-Patate para determinar unidades geológicas a escala 1:25.000.
- Definir posiciones estratigráficas para los depósitos de avalanchas de escombros y establecer edades relativas.
- Cuantificar áreas y volúmenes aproximados para los depósitos de avalanchas de escombros.
- Reconocer rasgos geológicos y geomorfológicos que permitan definir el origen de las avalanchas y su relación con las estructuras en el sector.
- Realizar comparaciones petrográficas y geoquímicas de las rocas muestreadas para establecer distinciones, similitudes y fuentes de generación.
- Elaborar un mapa geológico a escala 1:25.000

- Discutir acerca de peligros geológicos potenciales.

1.3. Alcances y limitaciones

El presente trabajo ha tenido los siguientes alcances y limitaciones:

- Con la cartografía geológica a escala 1:25.000 se encontraron productos geológicos recientes no relacionados a colapsos sectoriales, pero permitieron hacer observaciones de peligros geológicos como aluviones y deslizamientos.
- La cuantificación de áreas y volúmenes del depósito han sido aproximados y obtenidos con la ayuda de un sistema de información geográfica (GIS) más el trabajo de campo.
- En la investigación únicamente se estimó edades relativas.
- El trabajo ha permitido mejorar el conocimiento de la geodinámica del sector.
- Varios análisis geoquímicos de rocas en elementos mayores y traza han sido proporcionados por técnicos del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, con lo que se logró un entendimiento mayor de la petrología de la zona.
- La petrografía macroscópica se realizó en la mayoría de unidades mapeadas. Sin embargo, también se realizaron estudios petrográficos microscópicos de rocas no relacionadas al evento de avalancha, con el fin de establecer relaciones petrográficas entre la avalancha y las posibles fuentes.
- Se obtuvo un mapa geológico (con su respectivo informe de campo) y un mapa de pendientes, además de un modelo de elevación digital (DEM) a partir de la digitalización de cuatro cartas topográficas del IGM a escala 1:25.000.

1.4. Geografía y población

1.4.1. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en el centro del Ecuador, en la provincia de Tungurahua entre los cantones Píllaro, Patate y Pelileo, al borde oriental del Valle Interandino y el flanco occidental de la Cordillera de Los Llanganates. Las ciudades de Quito, Latacunga y Ambato se encuentran aproximadamente a 90, 30 Y 12 km., respectivamente.

La principal vía de acceso desde Quito es la Panamericana Sur, que la conecta con las ciudades de Latacunga, Salcedo y Ambato. Varias rutas asfaltadas conducen al área de estudio, entre ellas están: la vía Salcedo-San Andrés-Píllaro, la vía Ambato-Píllaro, la vía que une Ambato-Izamba-Quillán-Píllaro. Al sur se puede acceder por las vías Pelileo-Patate y Guadalupe-Patate. La vía asfaltada de 19 Km. que une Patate con Píllaro es la principal entre las parroquias de Los Andes, El Sucre, Baquerizo Moreno, Emilio María Terán y San Miguelito.

Existen varias vías de segundo y tercer orden para ascender a los páramos de Los Llanganates y a sus estribaciones, En sentido Sur-Norte son: Patate-Poatug-Cerro El Púlpito, Sucre-Cerro El Púlpito, Baquerizo Moreno-Lagarto Cocha-Cerro Quinuales, San Juan-Cerro Huicutambo, Píllaro-Marcos Espinel-Cerro Huicutambo-Quimbana. En el sector de la cordillera, hacia el Este, casi no hay caminos y poblaciones debido a que existe el Parque Nacional Llanganates, también por las duras condiciones climáticas de los páramos.

La ubicación comprende el cuadrante creado por las coordenadas UTM (datum: PSAD56): 768000, 9870000; 786000, 9870000; 786000, 9853000; 768000, 9853000, tomadas de las cartas topográficas del IGM 1:25.000 de Ambato, Baquerizo Moreno, Pelileo Nuevo y La Joya (Sucre) (Figura 1.1).

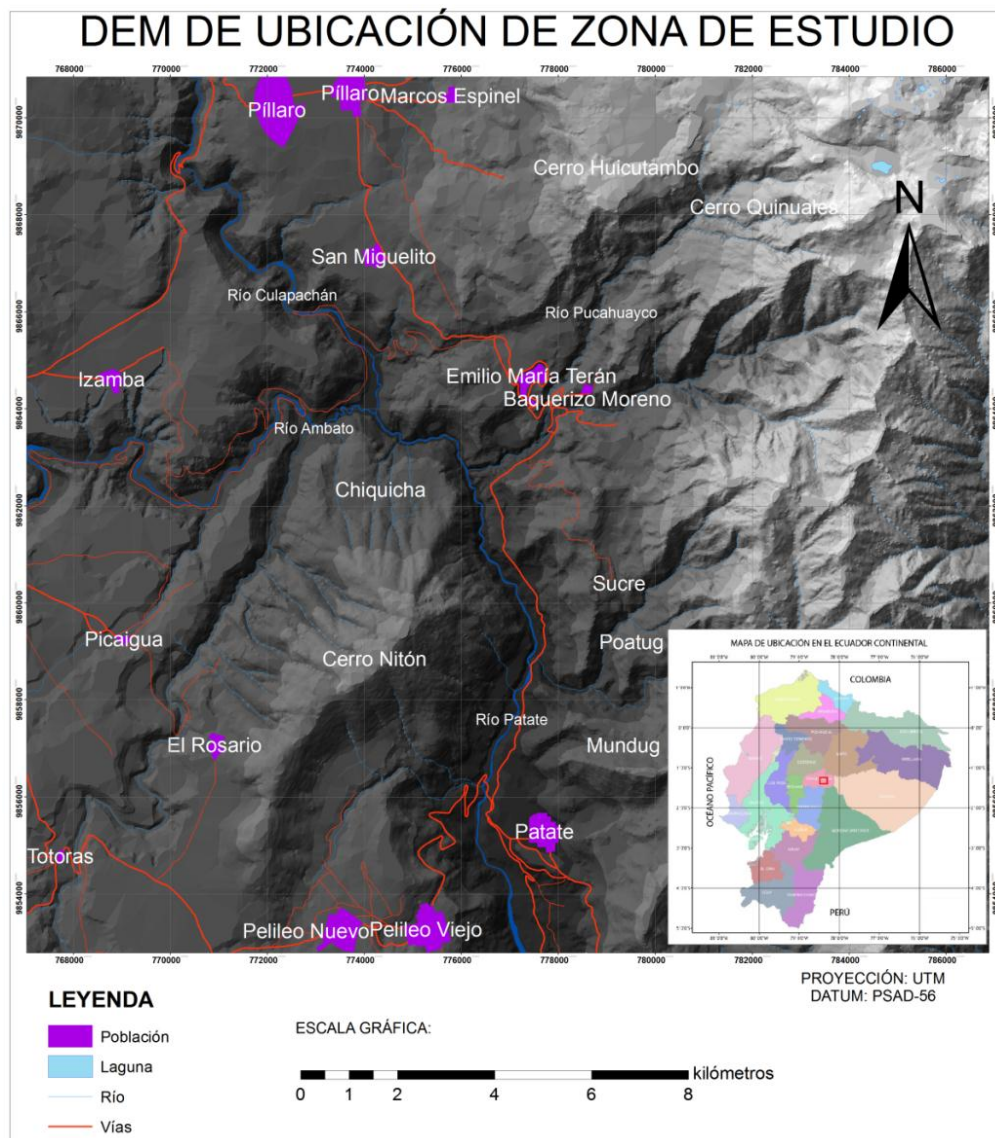


Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona, se incluyen los principales poblados y vías de acceso (no actualizadas).

1.4.2. Fisiografía

La región fisiográfica principal en la cual está situada el área de investigación es la **Sierra Central** o **Andes** del centro del Ecuador, que para este caso se subdivide en la **Cordillera Real (Cordillera de Los Llanganates)** con sus estribaciones y la **Depresión Interandina**. El relieve se levanta desde aproximadamente 2000 msnm en el valle del río Patate hasta 4200 msnm en el Cerro Quinuales, las pendientes más abruptas están al oriente y oscilan de 40% a >80%, mientras que al occidente están entre 0% a 40%, aunque en los cañones de los ríos Cutuchi (Culapachán), Ambato y Patate existen pendientes de 40% a >80% (Figura 1.5).

Cordillera de Los Llanganates con sus estribaciones: Las cotas más elevadas al NE tienen un relieve rugoso con picos erosionados y escarpados. Se presentan valles cerrados y en forma de “u” los cuales han sido modelados por la acción de los glaciares y de las lagunas de origen glaciático nacen varios ríos alineados con rumbo preferencial N-S y E-W. Hacia el Sur la altitud disminuye desde los 4000 msnm a los 3000 msnm y los cerros en forma de cuchillas son más evidentes. Al borde Oeste de ésta subdivisión son importantes como formas de relieve el escarpe que despliega principalmente el Cerro Quinuales (entre 250 m y 300 m de altitud) (Figura 1.4) y las cimas redondeadas a aplanadas de los Cerros Huicutambo, Cajón de Quinuales, Loma Zanja Grande y Loma Tauriloma (Figura 1.2).

Las estribaciones hacia el Oeste son en forma escalonada (Figura 1.2), con disminución en altitud en esa dirección, hasta encontrarse cortadas por las cuencas fluviales de los ríos Cutuchi, Patate, Pucahuaycu, Corazón, Blanco.

Depresión Interandina: Esta subdivisión sucede progresivamente desde las estribaciones de la cordillera hasta relieves aplanados en el centro del Valle donde están asentadas las ciudades de Ambato, Píllaro, Pelileo, Patate, los poblados de San Miguelito, Chiquicha, La Clementina, Izamba, Picaigua, El Rosario. El cañón profundo que forma el río Culapachán al Occidente de Píllaro es de aproximadamente 400 m. de altura, el cual es estrecho y con escarpes muy pronunciados en sus dos flancos. El Cerro Nitón (Figura 1.3) es una importante estructura emplazada en la Depresión Interandina con varias cumbres alargadas y alineadas en dirección NE-SW, la más alta de 3030 msnm., aproximadamente.



Figura 1.2. Flanco Oeste de la Cordillera de Los Llanganates, nótese que las cimas de las elevaciones son redondeadas, el sector occidental de ellas es truncado por escarpes. Foto: Francisco Herrera.



Figura 1.3. Estribaciones de la Cordillera Oriental, nótese el escalonamiento del relieve. Se observa el Cerro Nitón, la planicie de Chiquicha, los volcanes Huisla y Tungurahua. Foto: Francisco Herrera.

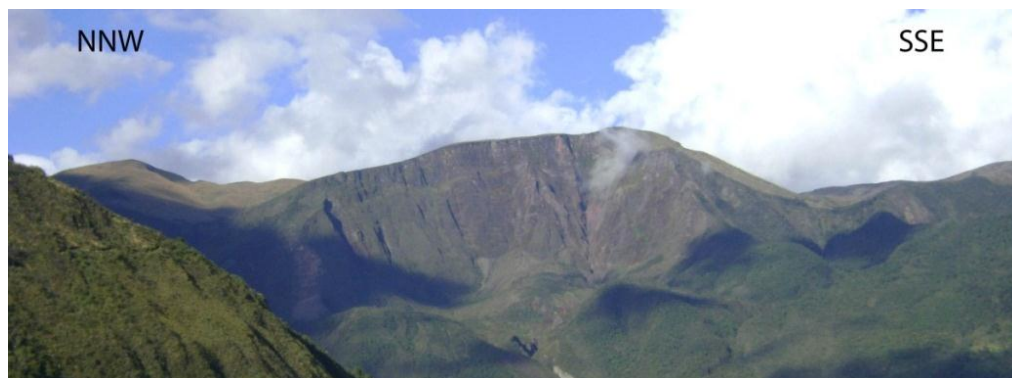


Figura 1.4. Escarpe del cerro Quinales, con vista hacia el occidente. Foto: Francisco Herrera.

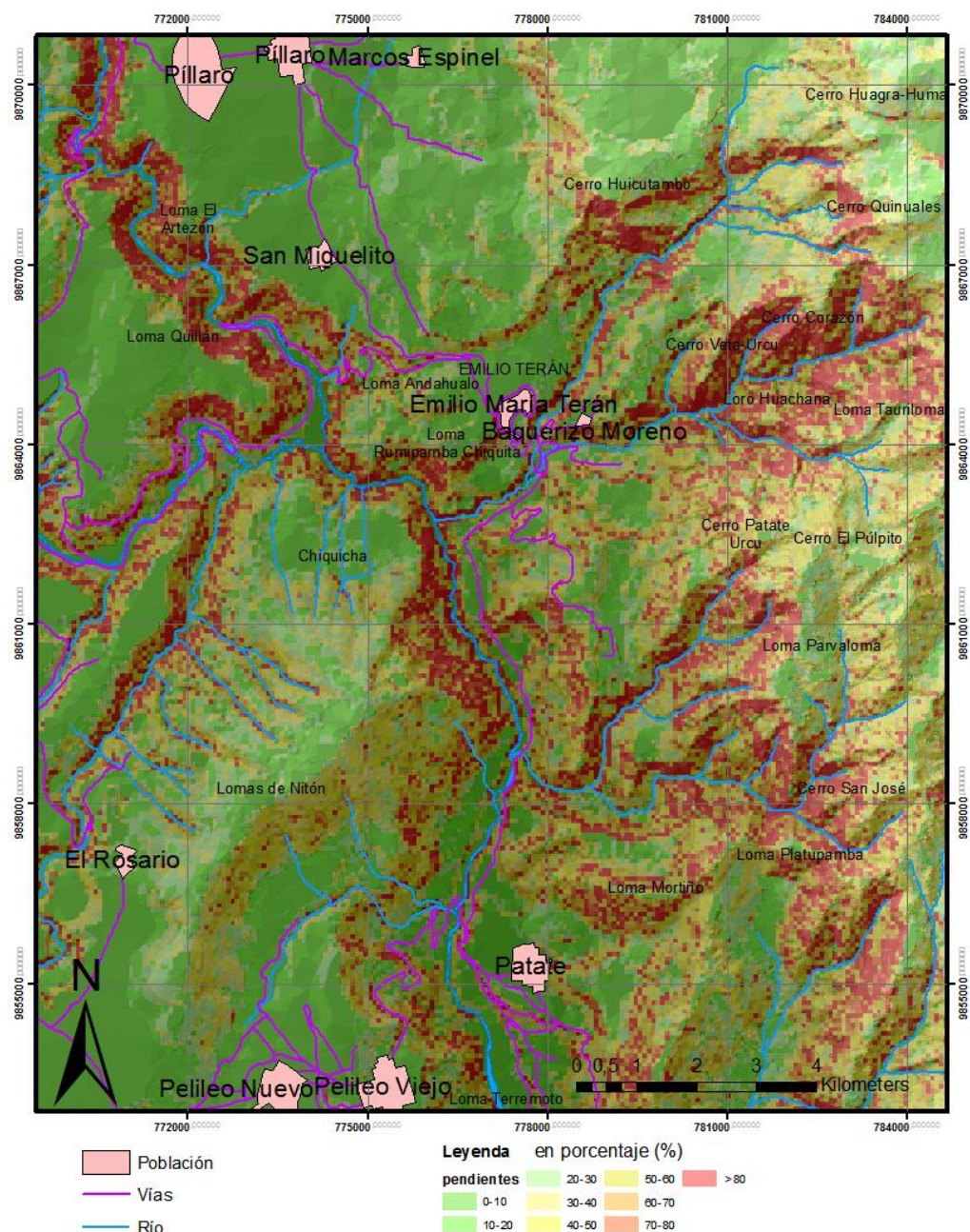


Figura 1.5. Mapa de pendientes de la zona de estudio.

1.4.3. Hidrografía

El drenaje principal en el sector tiene un rumbo aproximado NNW-SSE y lo forman el río Cutuchi (localmente llamado Culapachán) al Norte y corriente abajo el río Patate, los dos forman parte de la gran cuenca hidrográfica del río Pastaza que tiene un caudal de $650 \text{ m}^3/\text{s}$ y un área de 21100 Km^2 (Laraque et al., 2004). El río Pastaza toma su nombre en el sector del puente de Las Juntas al unirse los ríos Patate y Chambo, y fluye hacia la cuenca Amazónica. El río Cutuchi nace de los deshielos

del volcán Cotopaxi; específicamente en la zona entre Píllaro y Quillán forma un valle en forma de “v” relativamente estrecho formando terrazas aluviales bajas, mientras que un poco al sur existen terrazas y un valle fluvial más amplios debido a la acción dinámica de unión con el río Ambato para formar el río Patate.

El río Patate es un importante cuerpo fluvial en el sector, cuando existen lluvias al Norte se ve expresado en el aumento de su caudal y la cantidad de detritos. El río Cutuchi y luego Patate, han sido y representan en la actualidad los principales medios de transporte de los lahares del Cotopaxi y flujos de lodo menores que se generan localmente. Del volcán Carihuairazo al Oeste procede otro importante drenaje que es el río Ambato, el cual recibe aportes de varias quebradas, en el sector de investigación principalmente es el río Pachanlica.

Por las precipitaciones, el caudal proveniente del Este es significativo, el drenaje es dendrítico y lo conforman de Norte a Sur principalmente los ríos Pucahuaico con su estrecho cañón, Corazón y Blanco que desembocan al Patate. Hacia la parte más oriental el drenaje se dispone con una dirección N-S y discurre probablemente siguiendo lineamientos tectónicos o cambios litológicos. Este sistema lo compone principalmente el río Aluleo que tiene como afluentes las Quebradas Zanja Grande y Zanja Chiquita. Al NE existen varias lagunas de origen glaciático como Aluleo y Angascocha, las que constituyen importantes fuentes de agua en el sector.

La escorrentía superficial ha marcado en forma de facetas triangulares los drenajes intermitentes en el Cerro Nitón, éstos fluyen en su mayoría hacia el Oeste al río Pachanlica y en menor cantidad hacia el río Patate. La pendiente local entre el Cutuchi y el Patate es de aproximadamente 1.04°.

1.4.4. Clima, flora y fauna

Clima

El aire cálido cargado de humedad proveniente de la Amazonía es transportado por los vientos que soplan hacia el Oeste y choca con las masas de aire frías de la Cordillera Real (Cordillera de Los Llanganates), produciendo una cantidad importante de lluvias en los páramos y conforme el relieve disminuye (Depresión Interandina) las precipitaciones de igual manera. Las condiciones climáticas y el avance y retroceso de los glaciares en la Cordillera Occidental (ej. Carihuairazo) y Real (ej. Cotopaxi) serían marcados también por la variación del ENSO (El Niño oscilación del sur), dependiendo si ocurran los fenómenos del Niño (evento cálido) y la Niña (evento frío) (Cáceres; 2010).

El clima varía respecto a la zona fisiográfica que predomine, siendo importante el relieve, los vientos, precipitaciones y temporada del año. Los cantones de Píllaro y Patate, principalmente en el área de estudio presentan en común tres tipos de clima:

Entre los 3000 msnm al Sur hasta los 4200 msnm al Norte predomina el clima **ecuatorial de alta montaña**, las temperaturas medias anuales son menores a 12°C y las precipitaciones de 800 a 2000 mm.

El tipo **ecuatorial mesotérmico seco** oscila de los 1400 msnm al Sur hasta los 2950 msnm al Norte, se caracteriza por tener precipitaciones anuales de 750 a 1000 mm y temperatura media anual de 18 a 20°C.

El clima **ecuatorial mesotérmico semi-húmedo** al norte está marcado por altitudes entre los 2950 msnm a 3600 msnm, y es poco frecuente al Sur en altitudes mayores a los 3200 msnm, la temperatura media anual está entre los 10 a 20°C, en la Depresión Interandina las precipitaciones varían entre los 500 a 1600 mm anuales, una característica importantes es que presenta al año un período seco y dos períodos lluviosos.

Flora y fauna

El Parque Nacional Llanganates y sus estribaciones altas son un factor de importancia en la distribución de la flora y fauna del sector Este de los cantones Píllaro y Patate, existiendo los siguientes ecosistemas (Soria et al., 2011):

Bosque siempre verde montano alto, una de sus características es que posee gran cantidad de musgos y epífitas, las que son indicadoras de la alta humedad y precipitación; se lo puede encontrar en altitudes entre los 2800 a 3400 msnm y posee vegetación de bosque de ceja andina.

Páramo herbáceo, también conocido como páramo de pajonales, su vegetación predominante son especies herbáceas, arbustos como la chuquiragua, árboles de papel, entre otros. Se ubica entre los 3400 msnm a 4000 msnm y es amenazado por el avance de la frontera agrícola y los incendios.

Páramo de frailejones, ubicado de 3500 a 3700 msnm, dominado por frailejones de los Llanganates que son más altos que los encontrados en la provincia del Carchi.

Páramo de almohadillas, una particularidad importante en este ecosistema son las plantas que se disponen cerca de la superficie en forma de almohadas, es trascendental notar su adaptación a zonas entre 4000 msnm a 4500 msnm.

Herbazal lacustre montano, la vegetación de este ecosistema está presente en las lagunas altoandinas y sirven de refugio y anidación para aves.

Soria et al., 2011 hacen una descripción de la flora y fauna del Parque Nacional Llanganates, mencionando a especies que están en peligro de extinción, dando visiones para la conservación. En la flora se mencionan; achupallas, orquídeas, pajas de páramo, chachacoma o quinua, pumamaqui, frailejones, flores de primavera, chuquiraguas, alisos, mortiños, sacha chocho, pugze, licopodios, almohadillas, sacha manzana, árboles de papel, etc. La fauna está representada por patos torrenteros, patos de páramo, cóndor andino, gavián variable, águila andina, quilicos, torcaza, nictibio andino, pucungo, colibrí terciopelo, trogon enmascarado, mirlos, quinuero dorsinegro, raposas, murciélagos, osos de anteojos, conejos, sacha cuy, ardillas, etc.



Figura 1.6. Árbol de papel, bosque del cerro Quinuales. Foto: Francisco Herrera.

1.4.5. Población y sus principales actividades económicas

El área de influencia específica de investigación se encuentra principalmente en los cantones Píllaro, Patate y Pelileo en la provincia de Tungurahua; según el censo de población y vivienda realizado por el INEC en el 2010 los cantones de Santiago de Píllaro, San Cristóbal de Patate y San Pedro de Pelileo tienen respectivamente 38357, 13497 y 56573 habitantes. Para las parroquias de

Píllaro: Baquerizo Moreno, Emilio María Terán, Marcos Espinel y San Miguelito existen 276, 1329, 5562 y 5050 habitantes respectivamente.

En el Cantón Píllaro las actividades económicas más importantes son el comercio, industrias manufactureras y servicios de alojamiento entre otros; debido a la migración de habitantes a las ciudades grandes la actividad agrícola ha disminuido, mientras que la crianza de ganado ha ido creciendo. En el cantón Patate la principal fuente de ingreso económico es la agricultura, siendo importantes los cultivos de maíz, papa, mandarina, tomate de árbol, aguacate, mora, etc., aunque ciertos cultivos han disminuido con el transcurso de los años, como por ejemplo el cultivo de la achira.

Debido al entorno natural existente en la zona, las actividades turísticas sostenibles podrían ser un importante ingreso para la población, en la actualidad existen guías capacitados, servicios de alojamientos, pesca deportiva, canopy, complejos turísticos, caminatas por senderos y ríos, etc., hay que mencionar que por estos cantones se puede acceder al Parque Nacional Llanganates que es fuente de riqueza natural faunística, florística, acuífera, además de poseer un entorno geológico variante y espectacular como por ejemplo el Cerro Hermoso.

1.5. Metodología

Para que la investigación se desarrolle correctamente y logre los objetivos propuestos, se ha usado la siguiente metodología de trabajo:

- Recopilación de bibliografía relacionada con el fenómeno de avalanchas de escombros, geología local y regional.
- Adquisición de cartas topográficas del IGM a escala 1:25.000 (Ambato, Baquerizo Moreno, Pelileo Nuevo y La Joya (Sucre)) que sirvieron como base del trabajo geológico y fotografías aéreas del IGM a escala 1:60.000 del año 2.000 (líneas N-S a 30.000 pies: 31R56RC30(13626, 13625, 13624) de la zona Oeste y 32R60RC30 (14442, 14441, 14440) de la zona Este), que se utilizaron para interpretar diferentes características de la zona por medio de un estereoscopio de espejos, como un método de reconocimiento geológico.
- Trabajo de campo que consiste en la cartografía geológica de los depósitos de avalanchas y su cuenca de depósito, examinando afloramientos, rocas, estructuras, etc. Muestreo de varias rocas para el análisis microscópico y geoquímico. La estratigrafía y correlaciones estratigráficas generales también son importantes en la investigación de campo. Mientras

se avanza en la cartografía varias interpretaciones deben ser plasmadas en el mapa base, cuando finaliza esta etapa se incluye un informe de campo.

- Digitalización en un GIS de la topografía del sector, para ser usada como base para el mapa geológico, el de pendientes y el modelo de elevación digital (DEM). Imágenes satelitales y DEM también sirven de herramientas para la interpretación de rasgos tectónicos, geológicos y morfológicos.
- Realización de láminas delgadas en la Facultad de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Ambiental de la Universidad Central del Ecuador, para su posterior análisis bajo un microscopio petrográfico CARL ZEISS JENA en el laboratorio de petrografía de la misma Facultad.
- Interpretación por medio de diagramas, utilizando el software libre IgPet-2007, de la geoquímica de elementos mayores y traza de siete muestras de roca de un depósito de avalancha más otras dos que corresponden a lavas de la más probable fuente de generación.
- Digitalización por medio de un programa GIS del mapa geológico final y su corte geológico correspondiente.
- Trabajo de escritorio que consiste en las interpretaciones de los datos obtenidos en campo y laboratorio, utilizando fotografías y gráficas.

1.6. Estudios geológicos anteriores

Existen varios trabajos hechos dentro o cerca del sector de interés, los cuales expresan contenidos específicos, pero que han contribuido a este trabajo, sobre todo para entender la geología. Hay que indicar que en la mayoría de los trabajos antiguos no se menciona depósitos de avalancha de escombros, a excepción de investigaciones recientes en la que se mapea e identifica un depósito asociado al volcán Huisla, al Sur, en la población de Patate y varios depósitos al occidente de la zona de estudio, provenientes del volcán Carihuairazo.

- **Kennerley, J; 1971.**

Esta investigación realizada por el geólogo del Institute of Geological Sciences (Overseas Division), London, para el Servicio Nacional de Geología y Minería, Ecuador, es exclusivamente de la geología del área de los Llanganates entre los volcanes Cotopaxi al Norte y Tungurahua al

Sur y que se ve expresada en un reporte con el mapa geológico concerniente. En relación a deducciones de superposición, grado de denudación y correlación con rocas similares de diferentes sectores se propone edades relativas para las diferentes unidades geológicas:

Paleozoico; compuesto de esquistos y gneises, afloran principalmente en el valle del Pastaza.

Cretácico; correlaciona las rocas calcáreas de Cerro Hermoso con las secuencias sedimentarias de calizas y lutitas calcáreas de la Formación Napo en el Oriente.

Terciario temprano; describe una gruesa serie de lavas de composición basáltica y andesita basáltica a lo largo de la cresta de la Cordillera Real. Esta secuencia de lavas alternadas con piroclastos gruesos lo denomina “Grupo Pisayambo”; las andesitas basálticas que en muestras de mano presentan colores gris claro a medio son porfiríticas con fenocristales de diópsido-augita, hiperstena, olivino y plagioclasa andesina-labradorita, mientras que los basaltos negros porfiríticos tienen fenocristales de labradorita-bitownita e hiperstena en una matriz vítrea, afloran en un escarpe de falla el Este de Píllaro. Los flujos de lava en ciertos lugares presentan una pseudo-estratificación paralela a la superficie de flujo. Los piroclastos los define como aglomerados con bloques subangulosos a redondeados o fragmentos de lava en una matriz fina con estratos delgados ocasionales de material tobáceo, los bloques son de composición similar a las lavas. Debido a su gran extensión lateral y la ausencia de ventos en forma de estrato volcanes Kennerley asume que fueron extruidos por estructuras fisurales.

Plioceno; con esta edad asigna los productos de la actividad volcánica en la Depresión Interandina que limita con la Cordillera de los Llanganates. Entre ellos se encuentra el estrato-volcán Sagoatoa que ha sido muy erosionado y presenta un cono parásito llamado Unamuncho; los centros volcánicos Añaguango y Huangutasin que según el autor se encuentran en la extensión de una gran falla longitudinal que pasa a 4 Km al Este de Píllaro y se prolonga hasta Las Juntas; los centros volcánicos Chiquicha y Llimpi al Sur-este de Ambato que están cubiertos por una gran capa de cangahua que oculta las rocas que los componen, y también los asocia con una gran falla longitudinal o fractura crustal como Añaguango y Huangutasin. El domo Putzalagua es también considerado en este rango de edad.

Pleistoceno; los productos volcánicos que asocia a este período están relacionados con glaciaciones que prevalecieron en las montañas y los sintetiza en tres grupos; el till glaciar, depósitos glaciáricos removilizados y los productos volcánicos intercalados con los anteriores. Los depósitos fluvio-lacustres según él, son más extendidos en la Depresión Interandina y están compuestos de una secuencia irregular de arenas, limos, gravas y conglomerados con poca extensión lateral, además existe un aglomerado de pómez situado principalmente cerca de Latacunga.

Reciente; menciona a la cangahua que descansa sobre sedimentos fluvio-lacustres, aglomerados o depósitos de tobas más antiguos. Por último se refiere a depósitos superficiales como aluviales, terrazas fluviales y deslizamientos existentes en el área.

- **Informes geológicos de ITALOCONSULT para el proyecto Pisayambo; 1971.**

Para el proyecto hidroeléctrico Pisayambo se realizaron levantamientos geológicos en la zona que incluye al Norte el río Yanayacu, el Este la laguna de Pisayambo, al Oeste el río Culapachán y en el Sur el río Pucahuaico. En relación a la estratigrafía, del informe de geología se resume lo siguiente:

Substrato Paleozoico y pre-paleozoico; la litología predominante son esquistos filíticos y esquistos porfiroblásticos que aparecen en Pucará, valle del río Yanayacu, Loma Pucará.

Substrato terciario; lo constituyen un tipo de rocas diabásicas verdes con vetillas de cuarzo y fracturadas, tienen una textura débilmente porfirítica con escasos fenocristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz de textura subofítica; éstas rocas aparecen exclusivamente en el sector de Quillán. También aparecen en el tramo final del río Culapachán, cerca de Quillán tobas líticas y cineritas; estas rocas han sido datadas por el método K/Ar, dando una edad de 51.5 ± 2.5 Ma.

Serie Pleistocénica; relacionan a este período un aglomerado andesítico con fragmentos de lava generalmente escoriáceos, subredondeados, en una matriz de grano fino, afloran en el fondo del cañón del río Culapachán entre Cunchibamba, Quillán y el río Yanayacu. Conglomerados, arenas y limonitas los sitúan encima del aglomerado andesítico separado por un contacto erosivo, según los autores la formación aflora a lo largo del valle del río Culapachán entre Quillán y Cunchibamba, río Yanayacu entre Pucará y Las Juntas y en Bolichuco al SSE de la laguna de Pisayambo. Las coladas lávicas de composición basáltica a andesítica son comunes en la zona de este estudio y afloran en los valles de los ríos Culapachán y Yanayacu, sobre estas lavas se encuentran depósitos clásticos con intercalaciones de productos piroclásticos, seguidos de depósitos morrénicos y limos glacio-lacustres.

Cubierta Holocénica; la componen depósitos de pómez, brechas volcánicas, cangahua y cenizas que representan la actividad volcánica del Cuaternario.

En la parte tectónica se señala acerca de la dirección NNE-SSW de fallas y lineaciones tectónicas principales, mientras existen otras transversales con dirección NW-SE y ENE-WSW. Los autores indican que la pared del cerro Huicutambo representa una escarpa de falla orientada N-S y que se verificó movimiento diferencial de dos bloques, además esto se ve materializado por

acumulaciones de antiguos derrumbes provenientes de la pared principal y terrazas tectónicas situadas a diferentes alturas, que van disminuyendo hacia el Occidente a la población de Píllaro hasta ser cortadas por el profundo valle del río Culapachán.

- **DGGM; 1978; 1981-1982.**

En el mapa geológico de Ambato (1978) y San José de Poaló (1981-1982) a escala 1:100.000 realizado por la Dirección General de Geología y Minas se muestran siguiendo un orden cronológico las diferentes unidades geológicas del sector entre la depresión Interandina y la Cordillera Oriental y sus estribaciones:

Cretáceo; “Formación Macuchi” a la que asocian los afloramientos de rocas verdosas diabásicas de Quillán que Cotecchia y Zezza; 1969 las habrían datado con una edad Eocénica inferior y además llamado “volcánicos de Quillán”.

Plioceno; la “Formación Pisayambo”, que toman de la denominación de Kennerley; 1971 y mencionan que aflora en el cañón del río Cutuchi y en las partes altas al Este de Píllaro. Le asignan también esta edad a los volcánicos del Igualata, Mulmul, Huisla, Chiquicha y Sagoatoa, al cerro Chiquicha (Nitón) que está situado en pleno valle interandino indican que tiene una gran cobertura volcánica reciente y los pocos afloramientos muestran andesitas piroxénicas.

Pleistoceno; como parte de la “Formación Latacunga” asignan a depósitos fluvio-lacustres localizados principalmente en el flanco izquierdo del río Cutuchi, los que están cubiertos por grandes depósitos de pómez.

Cuaternario; la cangahua situada sobre la “Formación Latacunga”, que al Oeste de Salcedo citan que existe un horizonte con bolas del escarabajo *Coprinisphaera ecuadoriensis* descritas por Sauer en 1965.

Holoceno; en este grupo colocan a los depósitos aluviales y terrazas de los ríos Ambato, Cutuchi y Patate, las terrazas más altas del río Patate asocian a material laharítico, finalmente nombran al deslizamiento existente entre Pelileo Viejo y Patate.

- **Dávila, F; 1990.**

En esta tesis de grado llamada Geodinámica Plio-Cuaternaria de la Cuenca de Latacunga-Ambato. Sector entre Salcedo y Píllaro, el autor a través de levantamiento geológico, estratigráfico y geomorfológico propone dividir en varias unidades estratigráficas a los productos más jóvenes del relleno Plio-Pleistocénico de la cuenca Latacunga-Ambato en la Depresión Interandina.

- **Barberi et al., 1988.**

En esta publicación se halla la primera datación que involucra al sector, cerca de la laguna de Pisayambo. Los autores ubican esta edad (0.26 Ma) a una secuencia basal.

- **Lavenu et al., 1992.**

Se publican edades K-Ar de muestras que son interpretadas que forman parte de la Fm. Pisayambo (7.9-10 Ma) y Fm Latacunga (1.4-1.85 Ma). Los autores hacen implicaciones estratigráficas para la región entre Latacunga y Riobamba e implicaciones tectónicas para la región inter-andina y las cuencas del Sur del Ecuador.

- **Lavenu et al., 1995.**

En esta publicación llamada A Pliocene-Quaternary compressional basin in the Interandean Depression, Central Ecuador; los autores proponen un modelo de compresión que afectó a la Depresión Interandina durante el Plioceno, analizando la estratigrafía, edades absolutas, estructuras regionales y locales a lo largo de la cuenca Latacunga-Ambato.

- **Bustillos; 2008.**

Este trabajo es una tesis de grado en la que se caracteriza varios depósitos de avalancha de escombros provenientes de los volcanes Altar Tungurahua y Huisla. El depósito del volcán Huisla es mapeado en el sector Central a Sur del río Patate, las relaciones estratigráficas hacen que proponga una edad mayor a 10 Ka AP y la petrografía indica andesitas que contienen como mineralogía importante la hornblenda.

- **Troncoso; 2009.**

Este “Estudio Sismológico del Nido Pisayambo” caracteriza la sismicidad presente en el Nido Sísmico Pisayambo utilizando información proporcionada por sensores sísmicos instalados en el sector e información obtenida de los catálogos sísmicos del IG. En su análisis hace referencia a las estructuras geológicas y fallas existentes en el sector situado al E y NE de la ciudad de Píllaro.

- **Ordóñez; 2012.**

En esta tesis se identifica varios depósitos de avalancha de escombros y flujos piroclásticos que forman parte del relleno de la cuenca de Ambato provenientes del volcán Carihuairazo, además se logra definir que varias secuencias de tefras provienen del volcán Huisla.

Capítulo II

Marco geológico

2.1. Marco geológico regional

2.1.1. Introducción

Las actuales características morfo-estructurales del Ecuador continental son especialmente influenciadas por la interacción de la placa oceánica de Nazca con la placa continental Sur-Americana. Tres divisiones fisiográficas pueden ser notadas (Figura 2.1); el Oriente, los Andes y la Costa; cada una de ellas tiene particularidades geológicas y tectónicas.

El Oriente es una zona de relieves relativamente bajos, cubierta por una densa jungla y forma parte de la gran Cuenca Amazónica, aunque el borde Este constituye la vertiente oriental de los Andes. Como rasgos fisiográficos se destacan la Zona Subandina, en la que se evidencia la Depresión Pastaza que se encuentra separando a dos grandes anticlinales, el levantamiento Napo al NW y la Cordillera de Cutucú al SW limitados con la Cordillera Real por fallas cabalgantes. La cuenca Oriente está constituida por rocas del Cretácico tardío a Holoceno que yacen sobre rocas Paleozoicas y pre-Cámbricas pertenecientes al escudo Brasileño (Tschopp; 1953).

Los Andes se caracterizan por tres subdivisiones fisiográficas que se distribuyen paralelamente con rumbo N-S a NNE-SSW; la Cordillera Real (CR), la Cordillera Occidental (CO) y la Depresión Interandina (DI) que se dispone entre los dos cinturones montañosos desde $\sim 1^{\circ}\text{N}$ a $\sim 2^{\circ}30'\text{S}$. La CR presenta relieves que superan los 4000 msnm y está constituida por cinturones de rocas metamórficas del Paleozoico e intrusiones granitoides del Mesozoico, que se encuentran separados longitudinalmente por fallas regionales que representarían suturas de acreción (Aspden y Litherland; 1992, Litherland et al., 1994). La CO es otra cadena montañosa paralela que está constituida principalmente por basaltos con afinidad de plateau oceánico y rocas ultramáficas del Cretácico temprano a tardío además de secuencias turbidíticas que en conjunto constituyen terrenos acrecionados a Sur-América entre el Cretácico tardío a Eoceno (Hughes y Pilatasig; 2002). La DI es una depresión topográfica que se sitúa entre las CR y CO con una dirección aproximadamente N-S, al sur de Riobamba ésta toma un rumbo hacia el Golfo de Guayaquil y más al sur desaparece, haciendo que las cordilleras se conviertan en una sola cadena montañosa. La DI está constituida por varias cuencas sedimentarias que se componen de rocas Pliocénicas a recientes en las cuales se evidencia la actividad volcánica y tectónica; la DI limita con la CR y CO a través de estructuras regionales (fallas Peltetec y Pallatanga-Pujilí- Calacalí respectivamente), que serían suturas dejadas

por grandes eventos de acreción hacia el continente americano durante el Jurásico al Terciario temprano (Litherland et al; 1994, Hughes y Pilatasig; 2002); la evolución de las cuencas de la DI difieren en la evolución de las cuencas intramontañosas del Mioceno medio a tardío más al sur del Ecuador (Winkler et al., 2005, Lavenu et al., 1992) como Cuenca, Nabón, Loja, etc.

La Costa es una planicie costanera con elevaciones de algunos cientos de metros, que limita al Este con las estribaciones de la CO y se extiende hasta el Océano Pacífico. Se compone de un basamento primeramente llamado complejo ígneo básico (Goossens y Rose; 1973), cubierto por rocas de ante-arco Cretácicas a Neógenas; cerca de las estribaciones con la CO las rocas más antiguas de la Costa son cubiertas por depósitos aluviales y volcánicos Cuaternarios.

En la cuenca Oriente hacia la era Paleozoica, sobre un basamento pre-Cámbrico ígneo-metamórfico del escudo Guyano-Brasileño empieza a depositarse una secuencia de ambiente marino de plataforma (Fm Pumbuíza Silúrico?-Devónico), que en la actualidad está deformada y con un grado de metamorfismo bajo; a continuación se registra la Formación Macuma (Carbonífero-Pérmico?) compuesta de secuencias de calizas bioclásticas, lutitas y areniscas glauconíticas, señalando un ambiente marino, además lo que hoy comprenden parte de las secuencias metamórficas de la Cordillera Real se encuentra el terreno Loja con sus unidades Chiguinda, Agoyán y Monte Olivo (Paleozoicas?), que varían en su grado de metamorfismo y la Unidad Isimanchi (Carbonífero?) (Litherland et al., 1994) formada por filitas y mármoles.

La era Mesozoica está marcada en el Oriente por el predominio de esfuerzos extensivos y la apertura de un “Rift” (Triásico superior-Jurásico inferior) que se extiende hacia el Sur a Perú (Litherland et al., 1994), a este evento se asocia el ciclo de sedimentación marina syn-tectónica de la Formación Santiago (sedimentos volcano-clásticos y marinos ricos en materia orgánica, provenientes del ingreso del mar al SSW desde la cuenca de Santiago en Perú) que se correlaciona a la Fm Sacha (Rivadeneira y Sánchez; 1989) compuesta de arcillolitas, limolitas, calizas, dolomitas y es considerada de ambiente continental. La intrusión en rocas Paleozoicas del granito Tres Lagunas (Triásico superior), la generación de las migmatitas de Sabanilla en la Cordillera Real y granitos tipo-S Moromoro en el complejo metamórfico El Oro están asociados a un evento tectono-metamórfico importante (Litherland et al., 1994). Entre el Jurásico medio a Cretácico temprano ocurre el fin del “Rift” y empieza un evento de subducción que está representado por el arco volcánico calco-alcalino de la Fm Misahuallí, equivalente de la Formación continental Chapiza, compuesta de red-beds (Tschopp; 1953); el nuevo régimen tectónico también está constituido por la parte intrusiva con los batolitos de Abitagua, Azafrán y Rosa Florida (Aspden y Litherland; 1992), que estarían relacionados a los batolitos tipo-I de Chingual, los cuales se asocian a los sedimentos metamorfoseados y meta-volcánicos del terreno Salado (Litherland et al., 1994), (Unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso; Jurásicas?). Asimismo por este rango de edades se habrían constituido los terrenos Alao (Jurásico) y Guamote (Jurásico-Cretácico temprano) que son interpretados como arco volcánico y margen pasivo respectivamente, sin embargo otro evento tectono-metamórfico llamado Peltetec-Palenque (Litherland et al., 1994) ocurrió entre el Jurásico tardío a Cretácico temprano y es definido por una zona de mélangé que habría marcado de alguna manera la situación de acrecionamiento de los terrenos al margen continental ecuatoriano; mientras al E se depositaba la secuencia Cretácica que obedecía a cambios verticales en el nivel del mar (areniscas de la Fm. Hollín, calizas de la Fm. Napo y la arenisca Tena basal en el Oriente). Al SW se desarrolló la cuenca de ante-arco Alamor-Lancones que consta de sedimentos silici-clásticos y volcano-clásticos depositados sobre el basamento Paleozoico del Bloque Amotape-Tahuín (Jaillard et al; 1999) que probablemente fue desmembrado y rotado de la Cordillera Real.

En el Cretácico superior se habrían estado formando en el océano paleo-Pacífico los plateau oceánicos que constituyen el basamento de la Cordillera Occidental y Costa del Ecuador y Colombia (Kerr et al., 2003); el terreno Pallatanga (Hughes y Pilatasig; 2002) que es parte del basamento de la Cordillera Occidental está constituido de basaltos de plateau oceánico y rocas ultramáficas; el basamento de la Costa lo constituye la Formación Piñón, compuesta de pillow-lavas, gabros y microgabros; arcos de islas intra-oceánicos (Río Cala y Formación San Lorenzo) se desarrollaron sobre este basamento, expresando una actividad tectónica de subducción; la colisión y acreción de estos terrenos oceánicos se habría dado hace 73-70 Ma (Vallejo; 2009), formándose una sutura representada actualmente por el mélangé Pujilí (Hughes y Pilatasig; 2002); la Formación Yunguilla que consiste de rocas turbidíticas entre areniscas y limolitas se habría formado a la vecindad entre los arcos de islas y la proto Cordillera Real que era afectada por levantamientos tectónicos, hacia el E en la cuenca Oriente se expresaba la depositación continental de la Formación Tena superior en red-beds.

Spikings et al., (2000), (2001) en base de datos obtenidos con trazas de fisión en zircones y apatitos concluyen que el planteamiento de Litherland et al., (1994), con el evento Peltetec no coincide con las fases de enfriamiento y levantamiento en la Cordillera Real durante 65-55 Ma y 43-30 Ma. Además en Spikings et al., (2005), postulan que los mélangé de Pujilí, Palenque y Peltetec habrían formado una sola faja tectonizada, como parte de la sutura que se creó por la colisión del terreno Pallatanga hace 85 Ma y que sería responsable de la dislocación del Bloque Amotape-Tahuín.

A fines del Cretácico e inicio de la era Cenozoica son característicos los arcos de isla en la Cordillera Occidental (arco Silante) y productos de ambiente de arcos de islas en la Costa (Formación Cayo). Ya en el Paleoceno-Eoceno se habría formado el arco de islas intra-oceánico Macuchi en respuesta a la subducción de la placa oceánica hacia el Este y como una continuación del arco de islas Silante, muy cerca de la emergida Cordillera Real (Vallejo et al., 2009); las condiciones marinas hacen posible la depositación de las Formaciones Angamarca y Saguangal que tienen de fuente detrítica la Cordillera Real, mientras que al Oeste se desarrollan las Formaciones San Eduardo y Ancón en condiciones de ante-arco.

En la cuenca Oriente se sedimentan los conglomerados, areniscas y lutitas de la Formación Tiyuyacu (Tschopp; 1953), resultado de la depositación de piedemonte. En el Oligoceno medio a tardío comienza una gran reorganización de placas expresada como la separación de la placa Farallón y nacimiento de las placas de Nazca y Cocos (Lonsdale y Klitgord; 1978, Lonsdale; 2005); en la cuenca Oriente se desarrolla la depositación de facies marinas que constituyen la Formación Orteguaza y facies continentales de la Formación Chalcana. Los depósitos marinos de la Formación Playa Rica se correlacionarían con los productos dejados como parte de una actividad volcánica ignimbrítica del grupo Saraguro en la Cordillera Occidental. Sobre un basamento

constituido por series turbidíticas Cretácicas, rocas metamórficas Paleozoicas y productos volcánicos Paleocénicos a Miocénicos (Grupo Saraguro) y como parte del resultado de actividades tectónicas importantes se desarrollan al Sur del Ecuador un conjunto de cuencas intra-montañas (cuencas de; Cuenca, Girón-Santa Isabel, Loja, Malacatos-Vilcabamba, Catamayo-Gonzanamá) con facies marinas costeras y continentales (Steinmann et al., 1999) entre el Mioceno medio a tardío, las facies marinas se habrían producido por una gran subsidencia en la región intra-montañosa permitiendo el ingreso de mares poco profundos desde las cuencas costeras de Manabí y Progreso (Hungerbühler et al., 2002); en tanto que al Este en la Cuenca Oriente se desarrollaba la Formación Arajuno, constituida principalmente de rellenos fluviales. En la Costa se depositan formaciones marinas (Formaciones Progreso y Angostura) en una situación de cuenca de ante-arco.

Uno de los rasgos fisiográficos más importantes ubicado entre la Cordillera Real y Occidental es la Depresión Interandina que habría empezado a formarse en el Mioceno tardío como respuesta a la interacción de la placa de Nazca con Sur-América, implicando la subducción de la dorsal Oceánica de Carnegie (Lavenue et al., 1995, Winkler et al., 2005). La opinión de que esfuerzos compresivos dominaron la génesis de la Depresión Interandina es generalizada; los límites estructurales serían las fallas que representan las suturas dejadas por la acreción de los terrenos al margen ecuatoriano; al E el límite con la Cordillera Real sería la falla Peltetec de edad Jurásica tardía (Litherland et al., 1994), al Oeste el límite con la Cordillera Occidental sería la falla Pallatanga-Pujilí-Calacalí de edad Cretácica tardía, que más al Sur disectaría la Cordillera Occidental, siguiendo al Oeste hasta el Golfo de Guayaquil; varias cuencas sedimentarias con características particulares se desarrollaron de Norte a Sur (Chota, Quito-Guayllabamba, Ambato-Latacunga y Riobamba-Alausí) en esta gran depresión topográfica, los rellenos principalmente son una gruesa capa de rocas volcanoclásticas y sedimentarias (Formaciones Alausí, Turi, Tarquí, Pisayambo), aunque la dinámica de sedimentación continuó durante el Plioceno hasta tiempos recientes.

El crecimiento de las cordilleras, la actividad volcánica, la propagación de las cuencas intra-montañas y la Depresión Interandina serían eventos estrechamente relacionados con la colisión de la Dorsal Carnegie (Hungerbühler et al., 2002). En el Plioceno se desarrollan sistemas de abanicos aluviales que constituyen las Formaciones Chambira y Mera (Christophoul et al., 2004) en la cuenca Oriente. En las cordilleras y la Depresión Interandina existía el crecimiento de centros volcánicos, pero este proceso desapareció al Sur del Ecuador (Hall y Beate; 1991). En la Costa se depositan la Formaciones Borbón y Puná, esta última que presenta levantamientos Cuaternarios evidenciados en las Islas Puná y Santa Clara en el Golfo de Guayaquil. La cuenca de Latacunga-Ambato durante el Plioceno fue rellenada por dos unidades principales (Dávila; 1990, Lavenue et al., 1995) de la Formación Latacunga, una unidad inferior compuesta de lahares y lavas, mientras que la superior de depósitos fluvio-lacustres, la actividad volcánica de esta época se puede

evidenciar con los estrato-volcanes presentes en la Depresión Interandina (volcanes Pasochoa, Rumiñahui e Ilaló).

En el Cuaternario ocurrieron importantes eventos de levantamiento tectónico se dan en la Zona Sub-Andina (Bès De Berc et al., 2004), facilitando la erosión de materiales y su deposición a lo largo del río Pastaza y en el valle Upano, adicionalmente se produjo un importante aporte de lahares producto de la actividad de los volcanes Tungurahua y Sangay respectivamente.

Las terrazas marinas levantadas en la Costa ecuatoriana (Cantalamessa y Di Celma; 2004) son parte de la Formación Tablazo.

En la Depresión Interandina como parte de la actividad volcánica y re-trabajamiento de los depósitos volcánicos se desarrolla la Formación Cangahua, en tanto el evento volcánico catastrófico Chalupas (Beate; 1985) tiene lugar, dejando un producto piroclástico de extensión regional y datado en 0,21 Ma (Beate et al., 2006).

Diversas etapas de glaciaciones han ocurrido en Sur-América, y particularmente en el Ecuador, dejando una importante cantidad de valles, lagunas y depósitos morrénicos que usualmente se observan en los páramos y en la actualidad se presentan coberturas glaciáricas en los volcanes Cayambe, Antisana, Cotopaxi, Chimborazo. La erosión de las morrenas, los aluviales y depósitos de piedemonte han rellenado durante el Cuaternario gran parte de las estribaciones de la Cordillera Occidental y su límite con la región Costa.

Por otra parte se ha identificado un gran sistema de fallas considerado activo y de carácter dextral que empieza al Sur a lo largo del sistema de fallas Pallatanga, que luego atraviesa los Andes ecuatorianos y se extiende hacia el Norte como falla Chingual-La Sofía (Ego et al., 1996); este sistema se cree ha sido causante de varios terremotos históricos, además morfológicamente sigue las suturas dejadas por la acreción de los terrenos al continente y formaría parte del Bloque Nor-Andino (Figura 2.3). Egüez et al., (2003), consideran que el segmento de la falla Chingual tiene un rango de movimiento $>5\text{mm/a}$, mientras que la sección dextral de la falla Pallatanga tiene un rango de movimiento de $1\text{-}5\text{ mm/a}$.

2.2. Geodinámica actual del Ecuador

El margen convergente dentro del que se sitúa el Ecuador es un área en la que los esfuerzos y deformaciones en la corteza tanto oceánica como continental son significativos. Los rasgos estructurales más importantes dejados por la configuración de placas en el sector Nor-Occidental del Pacífico son (Figura 2.2) las placas de Cocos al Norte y Nazca al Sur que se formaron por el

rompimiento de la placa Farallón, lo cual habría ocurrido al menos hace aproximadamente 27 Ma (Lonsdale y Klitgord; 1978, Lonsdale; 2005); las dorsales de Cocos y Carnegie que se habrían formado por el movimiento de las placas Cocos en sentido NE y Nazca en sentido E, sobre el punto caliente Galápagos (Gutscher et al., 1999); la zona de fractura Grijalva, representa una antigua zona de fractura de la placa Farallón ubicada al SW del Golfo de Guayaquil y constituye un escarpe con dirección N60° que separa cortezas de edades entre 21 a 24 Ma (Lonsdale y Klitgord., 1978) en su flanco Norte, y edades Oligocénicas más antiguas al Sureste.

La placa oceánica de Nazca subduce hacia el Este bajo la fosa ecuatorial en Sur-América a una tasa entre 5-7 cm/a (Pardo-Casas y Molnar; 1987, Gutscher et al., 1999, Michaud et al., 2009); el más importante rasgo frente al margen continental ecuatorial es la cordillera asísmica submarina de Carnegie, la cual es un plateau oceánico de aproximadamente 200 Km de ancho y con espesores corticales que bordean los 14 Km, es por lo tanto aproximadamente 10 Km más gruesa que la corteza de las cuencas oceánicas que la bordean (Michaud et al., 2009).

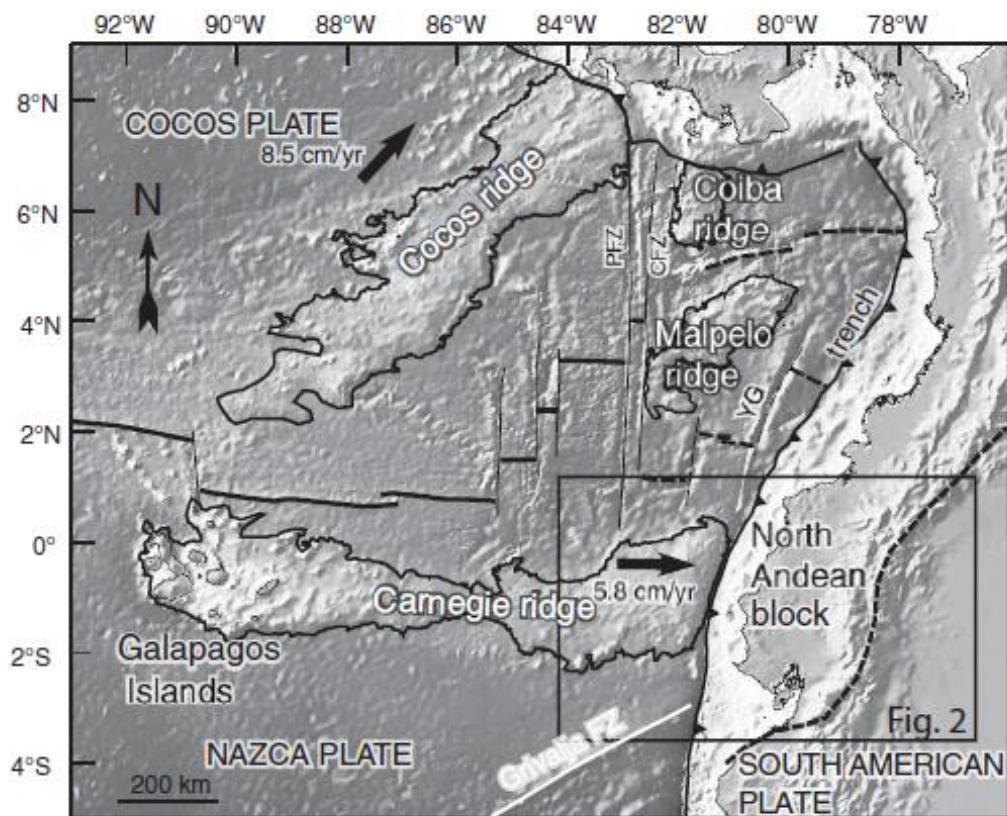


Figura 2.2. Mapa que muestra los principales rasgos estructurales dejados por la geodinámica Nor-Occidental del Pacífico. Tomado de Michaud et al., 2009.

La edad de llegada a colisión o consecuente subducción de la dorsal de Carnegie es motivo de discusión, algunos autores proponen que ha ocurrido entre 1 Ma (Aalto y Miller; 1999,

Cantalamessa y Di Celma; 2004), 8 Ma (Gutscher et al., 1999) y hasta 15 Ma (Spikings et al., 2001).

Los Andes del Norte son diferentes a los Andes Centrales (Cediel et al., 2003) en varios aspectos, entre los que se hallan el cambio de rumbo de NW a NE, la génesis y edad del basamento, la colisión de dorsales oceánicas como Carnegie frente al margen ecuatoriano, etc. En efecto el Bloque Nor-Andino en los Andes ecuatorianos está constituido principalmente de terrenos acrecionados cuyas suturas Jurásico tardías a Paleógenas muestran reactivación generada por la compresión actual (Guillier et al., 2001). El Bloque Nor-Andino ha estado migrando hacia el NNE con respecto a la placa de Sur-América, más estable, a tasas de 6 ± 2 mm/a (Trenkamp et al., 2002) a 1 cm/a (Witt et al., 2006) y en relación a su estado de esfuerzos generado por la convergencia oblicua de Nazca con Sur-América se producen movimientos dextrales en las fallas regionales de Chingual-La Sofía y Pallatanga (Ego et al., 1996) que son relativamente paralelas a las Cordilleras y forman parte del sistema de fallas que empiezan en el Golfo de Guayaquil (Figura 2.3), se extienden longitudinalmente hasta Venezuela y son parte del borde Este del Bloque Nor-Andino o límite con la placa Sudamericana.

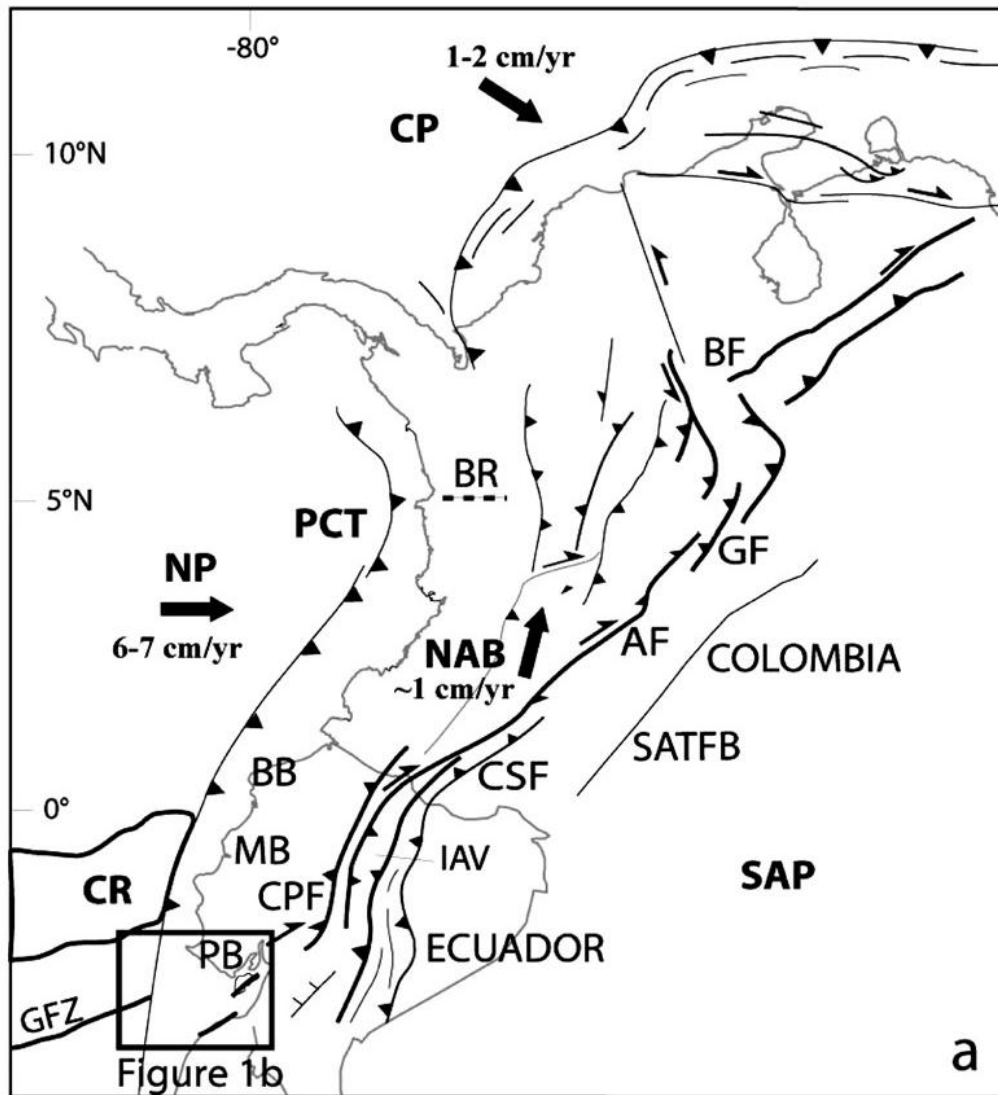


Figura 2.3. Mapa que muestra el sistema de fallas que son parte del límite entre el bloque Nor-Andino y la Placa Sudamericana. Tomado de Witt et al., 2006.

Efectos de levantamiento en terrazas marinas expuestas en la región Costa han sido notados y asociados a la subducción de la dorsal de Carnegie y migración del bloque Nor-Andino (Gutscher et al., 1999), en base a estudios de sedimentología y geología estructural Aalto y Miller; (1999), proponen que los cambios en formaciones recientes de la cuenca de Borbón se deben a la colisión de Carnegie en épocas post-Pliocénicas; además investigaciones geomorfológicas y estratigráficas realizadas por Cantalamessa y Di Celma; (2004), muestran que el levantamiento de terrazas marinas de la Formación Tablazo en la cuenca de Manabí se debe a la subducción de la dorsal Carnegie bajo el Bloque Nor-Andino después del Plioceno tardío. La deformación y subsidencia en las cuencas del Golfo de Guayaquil estarían también relacionadas a la colisión de la dorsal de Carnegie (Witt et al., 2006).

Por otro lado los cambios geoquímicos de los magmas en varios centros volcánicos en el arco volcánico ecuatoriano han sido motivo de investigación, Gutscher et al., 1999 proponen que la subducción de Carnegie habría producido un alto gradiente geotermal que favorecería para que se funda la placa por lo menos hace 2 Ma; esto es importante para definir la génesis de la afinidad geoquímica adakítica de productos volcánicos en volcanes como el Cayambe en la Cordillera Real (Samaniego et al., 2002) o el complejo volcánico Iliniza en la Cordillera Occidental (Hidalgo et al., 2007). Spikings et al., 2001 y 2005 proponen una edad de ~15-9 Ma para relacionar la subducción de Carnegie en la fosa ecuatoriana, interpretando las altas tasas de enfriamiento y exhumación tanto en la Cordillera Occidental como Real.

Con relación a la geometría de la zona de Wadati-Benioff, Gutscher et al; (1999), en base a la interpretación de eventos sísmicos y volcanismo a nivel regional concluyen que existe un alto grado de segmentación en el rumbo Andino y que en el área donde se subduce la dorsal de Carnegie a profundidad de aproximadamente 120 Km, la placa presenta una tendencia hacia la horizontalidad (flat slab). Guillier et al., (2001) contradicen la idea de Gutscher et al., (1999), proponen que la placa está sumergiéndose a aproximadamente 200 Km y presenta un buzamiento entre 25° y 35°. Michaud et al., (2009), comparan los trabajos antes mencionados (Figura 2.4) y señalan que la geometría de la placa en profundidad no sería afectada por la subducción de la dorsal de Carnegie, además indican que la afinidad adakítica de rocas del arco volcánico podrían ser explicadas con modelos alternativos que no impliquen directamente la subducción de Carnegie.

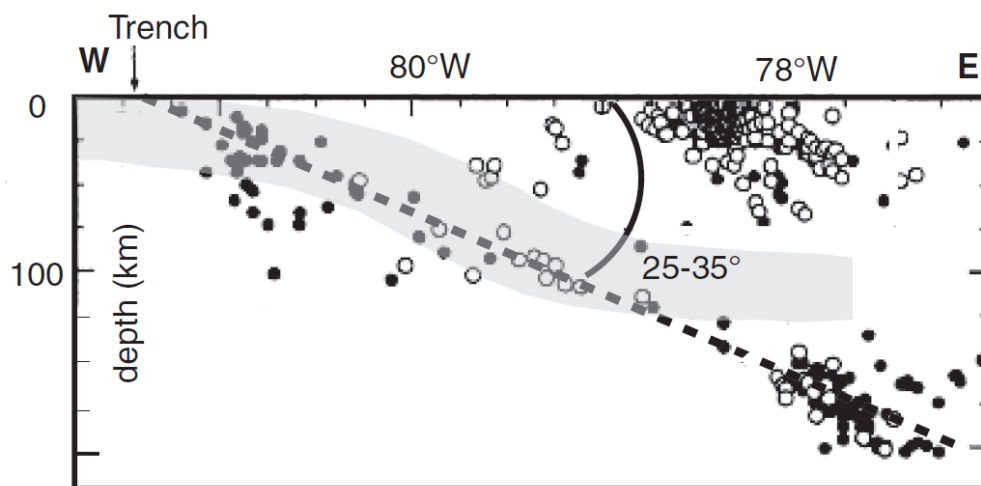


Figura 2.4. Esquema de comparación de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Ecuador. Tomado de Michaud et al., 2009.

2.3. Volcanismo en el Ecuador

El proceso de la geodinámica reciente estaría materializado por el volcanismo continental al menos desde el Mioceno tardío al Plioceno temprano (Barberi et al., 1988); a partir de ésta época el volcanismo en el Sur del Ecuador habría desaparecido, mientras que al Norte continuó hasta la actualidad. La formación Pisayambo asignada con una edad de ~6 Ma para su parte basal (Barberi et al., 1988) o ~6-9 Ma (Mioceno tardío) y la Formación Latacunga con edades entre 1.4-1.8 Ma (Lavenu et al., 1992), constituyen parte del basamento volcánico, aunque su fuente de origen es desconocida en la actualidad debido a procesos erosivos y tectónicos que habrían formado la Depresión Interandina (Hall y Beate; 1991).

El volcanismo activo en los Andes puede ser separado en: zona volcánica Sur (ZVS), zona volcánica central (ZVC) y zona volcánica Norte (ZVN) (Thorpe y Francis; 1979); esta última incluye los volcanes de los Andes de Colombia y Ecuador. La hilera de volcanes ecuatorianos (Figura 2.5) que muestran un aumento de la cantidad de K_2O de W-E (Barberi et al., 1988) y que han tenido actividad durante el Plio-Cuaternario tienen una extensión de aproximadamente 350 Km con una dirección NNE-SSW. Cuatro grupos de volcanes alineados han sido clasificados de acuerdo a sus características morfológicas, estilo eruptivo y sus variaciones petrográficas y químicas (Hall y Beate; 1991, Hall et al., 2008):

Sobre el basamento de la Cordillera Occidental yacen los volcanes del frente volcánico, los cuales están separados de 30 a 35 Km a lo largo del frente y con altitudes entre los 4600 a 5000 msnm; la actividad eruptiva del Pleistoceno tardío al Holoceno ha formado en su mayoría conos compuestos en los que se evidencian calderas de 2 a 3 Km de diámetro. Ha existido actividad pre-Colombina e histórica y se han datado eventos (^{14}C) para el Quilotoa de 800 a AP, en el Pululahua de 2300 a AP. Las rocas jóvenes muestran en su composición 60-66% de SiO_2 y 0.9 a 1.5% de K_2O , fenocristales de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y poca biotita y cuarzo. Algunos volcanes situados en este frente serían; Cotacachi, Cuicocha, Guagua Pichincha, Rucu Pichincha, Ninahuilca, Ilinizas, Quilotoa.

En la Cordillera Real y sobre su basamento se alojan estrato-volcanes que alcanzan alturas entre 5700-5900 msnm, gran parte de ellos han tenido en su historia colapsos sectoriales que han dejado depósitos entre 2-10 Km^3 (Tungurahua, Cotopaxi, Sangay, Reventador); estos volcanes han tenido mayor actividad durante el Holoceno que aquellos de la Cordillera Occidental, el Tungurahua, Cotopaxi, Reventador y Sangay han tenido erupciones históricas; la composición de las rocas más jóvenes están entre andesitas de alto sílice y calco-alcalinas, entre 56-61% de SiO_2 y 1-2% de K_2O , con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, Óxidos de Fe-Ti y ocasionalmente

olivino. Además un agrupamiento importante de centros de composición riolítica se extenderían desde la caldera de Chacana al norte a la caldera de Chalupas al sur (Hall y Mothes; 2008).

En distintas partes del Valle Interandino (Depresión Interandina) se sitúan varios estrato-volcanes con alturas entre 3800 a 4700 msnm; de la mayoría de ellos solo el Imbabura ha mostrado actividad eruptiva Holocénica (Ruíz G; 2003), depósitos de avalanchas de escombros del Pleistoceno tardío han sido identificados en el Mojanda-Fuya Fuya y el Imbabura. La petrografía de este grupo muestra andesitas básicas de dos piroxenos con plagioclasa y ocasionalmente anfíbol, en la química se puede ver 57-60% de SiO_2 y 0.5-1.0% de K_2O . Entre los edificios volcánicos se puede nombrar el Pasochoa, Rumiñahui, Igualata, Llimpi-Huisla, Mojanda-Fuya Fuya, Imbabura.

Como volcanismo de tras-arco existe unos pocos volcanes situados al Este de la Cordillera Real, la composición de sus productos es alcalina y principalmente se constituyen de tefritas y basanitas (42-53% SiO_2 y 1-5% K_2O); aunque no se conocen edades, la morfología del Sumaco por ejemplo sugeriría una edad reciente del Pleistoceno-Holoceno.

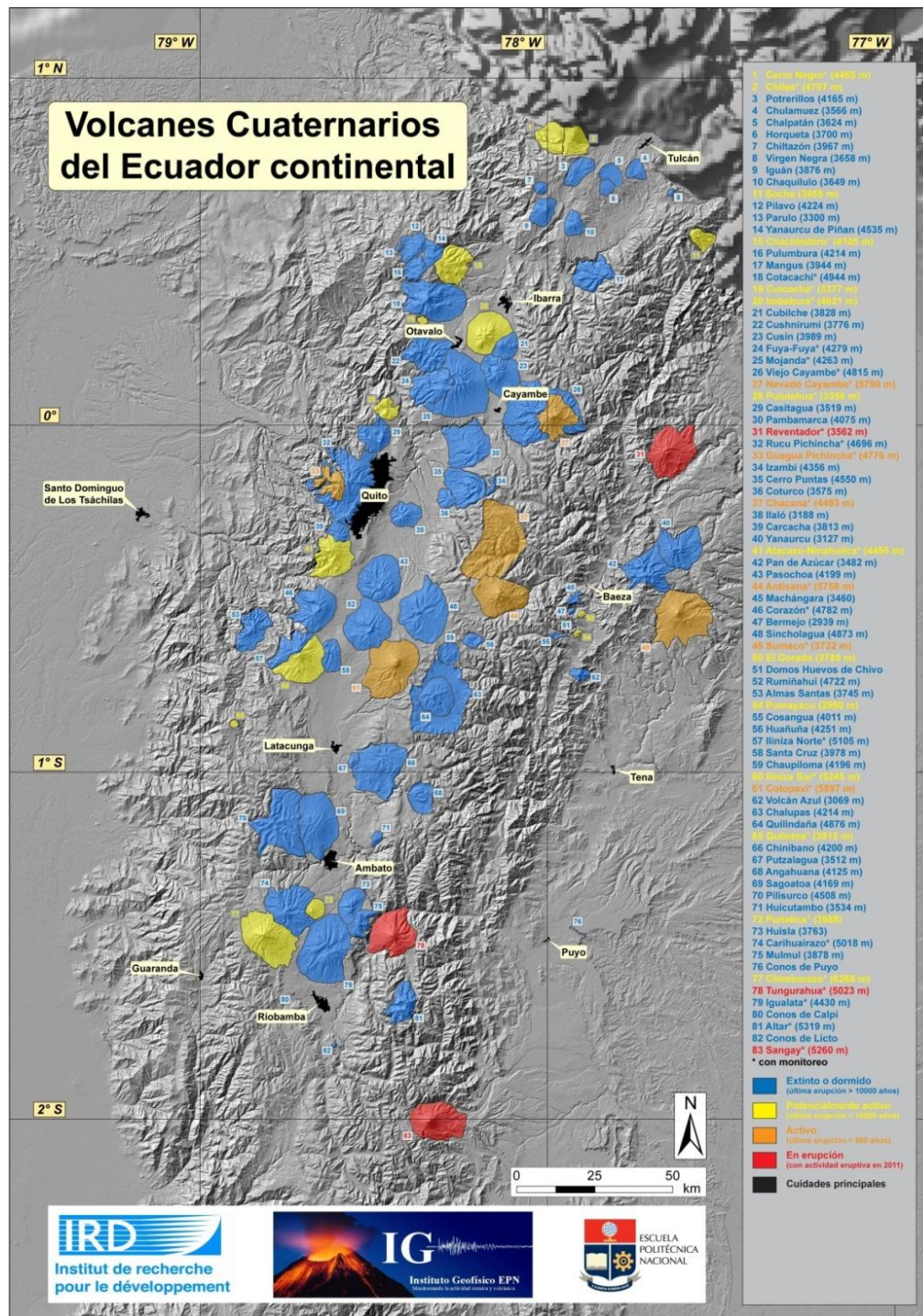


Figura 2.5. Mapa de los volcanes cuaternarios del Ecuador Continental. (Bernard y Andrade; 2011)

Las características geoquímicas de las rocas en el arco volcánico son muy especiales en relación a su variación con respecto a la distancia de la fosa, afinidades adakíticas se han evidenciado (Monzier et al., 1996) con un enriquecimiento en MgO, Ni y Cr, empobrecimiento en elementos de tierras raras e Y; varios modelos se han sugerido para explicar la generación de los magmas con estas características, entre ellos la fusión parcial de la placa subducida y su consecuente interacción

con la cuña de manto (Samaniego et al; 2002) o por procesos de fusión y asimilación de rocas basálticas metamorfoseadas de la corteza inferior (Garrison y Davidson., 2003).

2.4. Marco geológico local

2.4.1. Introducción

En el presente trabajo se ha realizado el mapeo geológico de las avalanchas de escombros y su cuenca de depositación, las unidades identificadas en el campo han sido correlacionadas con las formaciones geológicas descritas en trabajos anteriores, todo en base a similitudes petrográficas, posiciones estratigráficas relativas, morfología, secciones tipo, descripciones generales, entre otras. En este sentido, más adelante es necesario discutir algunas publicaciones para entender el contexto geológico y estructural. Las unidades serán descritas en orden de edad, empezando desde el basamento Jurásico asignado a la Cordillera Real y el basamento Cretácico tardío de la Cordillera Occidental, continuando con rocas volcánicas y sedimentarias pertenecientes al Mioceno, unidades volcánicas Plio-Cuaternarias y depósitos recientes. El contexto tectónico se aborda en relación a fallas y lineaciones interpretadas con fotogeología y trabajo de campo, además de publicaciones acerca de la geología estructural de los alrededores.

Para completar la comprensión de esta unidad el lector puede referirse al, mapa geológico en el ANEXO 8.

2.4.2. Geomorfología

Los rasgos geomorfológicos característicos de la zona se determinaron por medio de datos de campo, interpretaciones de fotografías aéreas e imágenes satelitales. Se hace referencia a los numerales del DEM en la Figura 2.6.

Al Oeste se puede notar un sector de planicie cortada por estrechos drenajes (1 en Figura 2.6) que muestran diferentes terrazas fluviales, se nota la presencia de cumbres redondeadas, alargadas y de pendientes suavizadas con dirección NE-SW que corresponden al Cerro Nitón (2 en Figura 2.6). Esto podría ser causado por la pobre denudación en los depósitos de cangahua, volcánicos recientes y suelos; la ciudad de Píllaro está situada sobre un relieve definido por una morfología de hummocks (3 en Figura 2.6), los cuales están separados por estrechas depresiones, similares rasgos

que también aparecen hacia el Oeste en el sector que ocupan los poblados de Izamba, Picaigua y Totoras. Se observa geoformas que indican un aspecto de escaleras con características de terrazas estructurales (4 en Figura 2.6) que aumentan de altitud conforme avanzan hacia el Este, iguales particularidades también se dan en los sectores que ocupan los poblados de Píllaro, Marcos Espinel y San Miguelito.

En el sector norte, aparece un valle muy estrecho en forma de “v” que caracteriza el paso del río Culapachán (5 en figura 2.6) antes de unirse con el río Ambato. La dinámica que se produce por la unión de los ríos Culapachán, Ambato y Pachanlica ha formado un valle con terrazas aluviales sobre las que se asienta principalmente la población de Quillán (6 en figura 2.7). El río Pachanlica corta en un cañón bastante estrecho al cerro Nitón en su flanco Oeste del que fluyen los drenajes intermitentes que dan formas de facetas triangulares (7 en figura 2.8). La gran terraza de Chiquicha (8 en figura 2.9) parece estar enchapada al cerro Nitón, la superficie de esta terraza marca una llanura bastante extensa.

Es impresionante el escarpe de deslizamiento en forma de herradura ubicado al Este de El Rosario y donde se halla el pueblo de Sigualó (9 en Figura 2.6); un poco más al Sur en el poblado de Pelileo se observa claramente escarpes en forma de herraduras y terrazas dejadas probablemente por deslizamientos. El curso Sur del río Patate es destacado por tener un valle más amplio (10 en Figura 2.6) en comparación a la del Culapachán al Norte; desde los Andes a Patate Viejo terrazas fluviales señalan la dinámica pasada del río. Terrazas altas con superficies planas debidas posiblemente a la depositación en superficie de flujos de lodo se destacan a ambos flancos del río Patate y sobre el que están los poblados de Plazuela, Los Andes, Río Blanco, La Clementina, Patate, Patate Viejo (11 en Figura 2.6). Una serie de lomas alineadas en dirección N-S son el límite Oeste de la depresión donde se encuentra El Sucre; otro gran escarpe de deslizamiento en forma de herradura se encuentra en Mundug.

Una gran estructura en forma de abanico sobre la cual se asienta la población de Emilio Terán ésta limitada al Norte por el gran escarpe Sur del cerro Huicutambo (12 en Figura 2.6), mientras que al Sur la limita el estrecho cañón del río Pucahuaycu; se observa además que geoformas con características elipsoidales y elongadas rellenan el valle del río Corazón (13 en Figura 2.6).

La transición de la Depresión Interandina hacia el Este está formada por relieves en forma de monturas y escaleras que disminuyen de altitud conforme se alejan de la Cordillera, esto podría estar relacionado a fallamientos, ya que en las fotografías aéreas e imágenes satelitales se observa lineamientos en dirección N-S. La topografía es más arrugada y erosionada al extremo Este de la zona de investigación; el sector NE ha sido creado en un ambiente glaciárico, ya que su ubicaron valles en forma de “U”, circos glaciáricos (Laguna Angascocha), lagunas de origen glaciario (laguna Aluleo), morrenas laterales y en general una topografía aborregada (14 en Figura 2.6). El Cerro

Quinuales muestra un gran escarpe de aproximadamente 300 metros de altitud, las lomas cercanas a este tienen cumbres redondeadas y aplanadas, al Sur de la Loma Zanja Grande se caracterizan montañas muy erosionadas y cortadas en forma de cuchillas con drenajes orientados N-S, este cambio podría deberse a variaciones litológicas o presencia de fallas.

Es importante notar la impresionante apertura topográfica que se abre con vista hacia el occidente y está limitada al Este por los cerros Quinuales y Cajón de Quinuales, lomas Zanja Grande y Zanja Chiquita, mientras que sus otros límites son al Norte los escarpes del cerro Huicutambo y los cerros El Púlpito y Patate-Urcu al Sur, la gran oquedad muestra ser rellenada por productos volcánicos como flujos de lava con forma elipsoidal (cerro Veta-Urcu) y también de modo general asemeja una forma semicircular (15 en Figura 2.6).

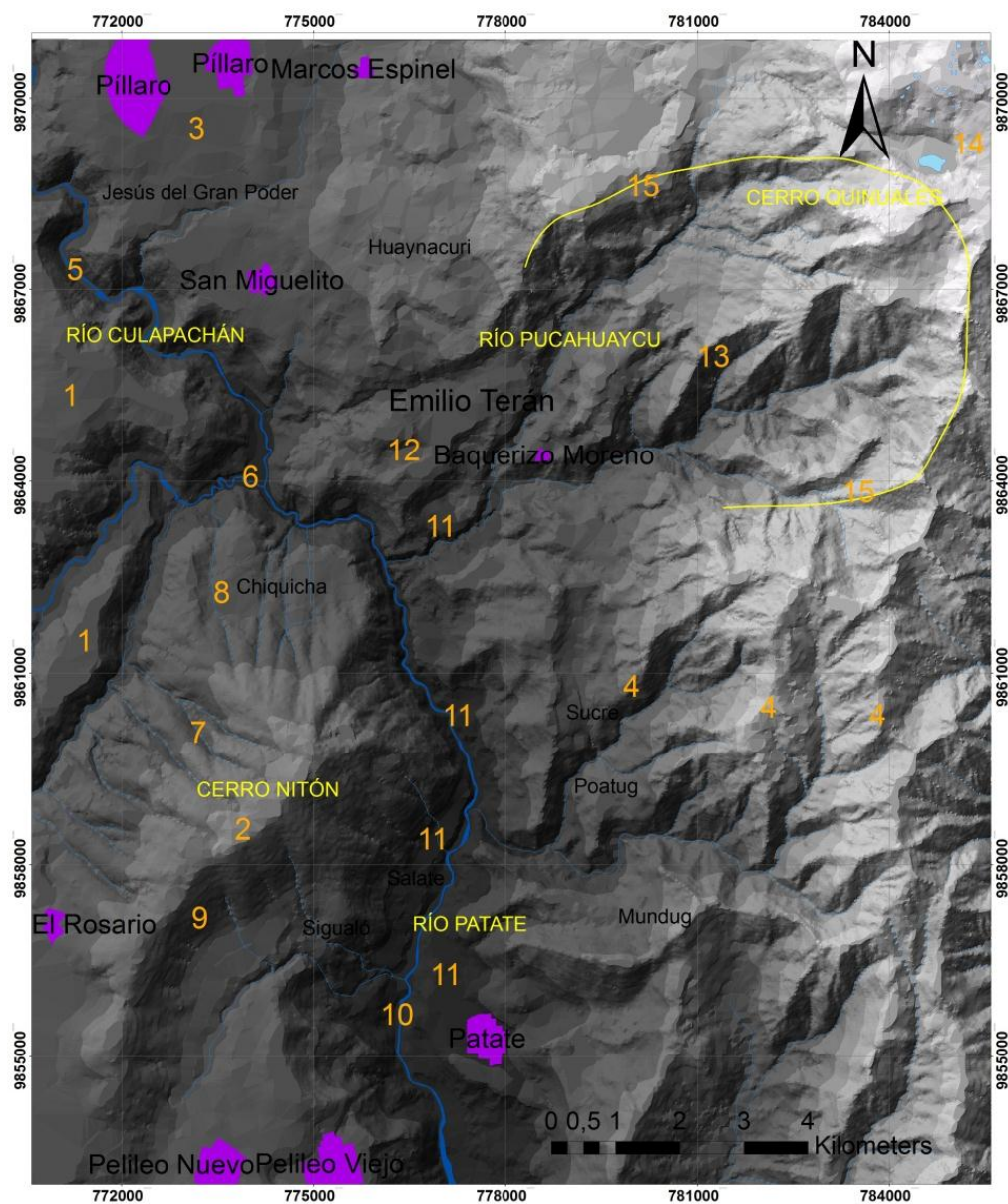


Figura 2.6. DEM de la zona de estudio, en el que se señala las principales características geomorfológicas.

Las vertientes occidentales de los Cerros Quinuales, Loma Tauriloma, Cerro El Pulpito, Loma Parvaloma, Cerro San José, Loma Mortiño, muestran pendientes que varía entre 60% a >80%, aunque los flancos del cañón del río Culapachán y vertiente Nor-oriental del Cerro Nitón se encuentran también en estos rangos. En general se observa mayor grado de disección y morfología heterogénea al Este del área de estudio, lo que revelaría procesos denudativos más antiguos.

2.4.3. Formaciones geológicas del sector

2.4.3.1. Jurásico-Cretácico inferior

Terreno Alao (Litherland et al., 1994); ésta unidad tectono-estratigráfica metamórfica está constituida de rocas metavolcánicas y metasedimentarias de las unidades Jurásicas Alao-Paute, El Pan y Maguazo. El terreno Alao es un cinturón de rocas verdes de unos 35 km de ancho que aflora en el borde Oeste de la Cordillera Real y en ventanas dentro de la Depresión Interandina; aunque gran parte está cubierto por depósitos volcánicos Cenozoicos en la parte central existe un segmento muy bien expuesto de aproximadamente 200 km de longitud entre Píllaro y Sigsig. El límite Este es con el Terreno Loja (Paleozoico-Triásico) a través de la falla Baños, en tanto que el borde Oeste es con el terreno Guamote (Jurásico) a través de la falla Peltetec. **La unidad Maguazo**, perteneciente al terreno Alao es un cinturón de rocas turbidíticas y volcánicas metamorfoseadas que aparecen en ventanas entre San José de Poaló al Norte y Río Paute al Sur; la unidad está dominada por secuencias de turbiditas y andesitas basálticas ligeramente metamorfoseadas en contraste con las rocas verdes y esquistos verdes de la unidad Alao-Paute; en el río Blanco de Patate hay un horizonte marcador de arenisca oscuro calcárea de probable origen turbidítico.

Terreno Guamote (Litherland et al., 1994); la división comprende cuarcitas y pizarras Jurásicas-Cretácicas tempranas que afloran en ventanas a lo largo del borde occidental de la Cordillera Real. Al Norte de Riobamba hay solo tres afloramientos, una posible ventana cerca de Patate, una pequeña ventana en el río Yanayacu y otra en la población de Ambuquí. Los límites del terreno son al Este con el terreno Alao a través de la ofiolita Peltetec y al Oeste por la falla Ingapirca. La litología de la **unidad Punín** comprende de cuarcitas pálidas y negras, con poca cantidad de pizarras; mientras que la **unidad Cebadas** se constituye de pizarras negras con menor cantidad de cuarcitas.

El basamento de la Cordillera Real está presente en la zona de estudio, principalmente se identificó litologías comparables con la unidad Maguazo del terreno Alao; aunque en la investigación no se

evidenció afloramientos, los rodados de rocas metavolcánicas verdosas con vetillas de calcita y cuarzo están presentes en los drenajes que fluyen en sentido E-W desde la Cordillera de Los Llanganates, en el río Corazón (UTM: 781379; 9865147) los rodados meta-volcánicos verdosos contrastan con las rocas volcánicas más jóvenes y abundantes. En el río Blanco, existen rodados de rocas verdosas meta-volcánicas, además de clastos metamórficos en depósitos de flujos de lodo que ocupan ambos flancos del drenaje, cerca de su unión con el río Patate (UTM: 777449; 9858697). Un poco más al Sur en la vía Patate-Guadalupe, pero fuera de los límites del área de interés existen afloramientos de pizarras deformadas de color gris oscuro que probablemente pertenezcan a la unidad Cebadas del terreno Guamote. Córdova et al., (2013) reportan afloramientos de filitas verdes cerca de la quebrada Manteles (UTM: 782316; 9852932, 782194; 9852482), también andesitas basálticas de bajo grado metamórfico en la quebrada Chiriyacu (UTM: 780699; 9858786).

A partir de los antecedentes mencionados se concluye que existen ventanas aflorantes que podrían pertenecer a la unidad Maguazo en los bordes occidentales de la Cordillera de los Llanganates, por la evidencia de los rodados encontrados en los ríos Corazón y Blanco y afloramientos reportados. Además por la cercanía de los afloramientos de pizarras del terreno Guamote se podría asumir que la sutura Peltetec (Litherland et al; 1994) formaría parte del basamento en el área de estudio, aunque evidencias del mélangé ofiolítico no se encuentran.

2.4.3.2. Cretácico

El basamento con afinidad de plateau oceánico de la Cordillera Occidental (Vallejo et al., 2009) está formado por la unidad San Juan (Hughes y Bermúdez., 1997) que se constituye de rocas ultramáficas, entre ellas, peridotitas serpentinizadas, doleritas, anortositas y gabros. La unidad San Juan podría ser interpretada como parte de una zona de fuente máfica-ultramáfica dentro del terreno Pallatanga (Hughes y Pilatasig; 2002). En la Depresión Interandina existen afloramientos aislados de rocas basálticas, que han dado una afinidad geoquímica de plateau oceánico (Jaillard et al., 2009) (Figura 2.7), están localizados al Centro en Quillán y al Norte en El Chota; esto podría sugerir que el basamento de la Cordillera Occidental se prolonga más hacia el Este. Las edades correspondientes al basamento de la Cordillera Occidental estarían dentro del Cretácico tardío (87-88 Ma) (Vallejo et al., 2009).

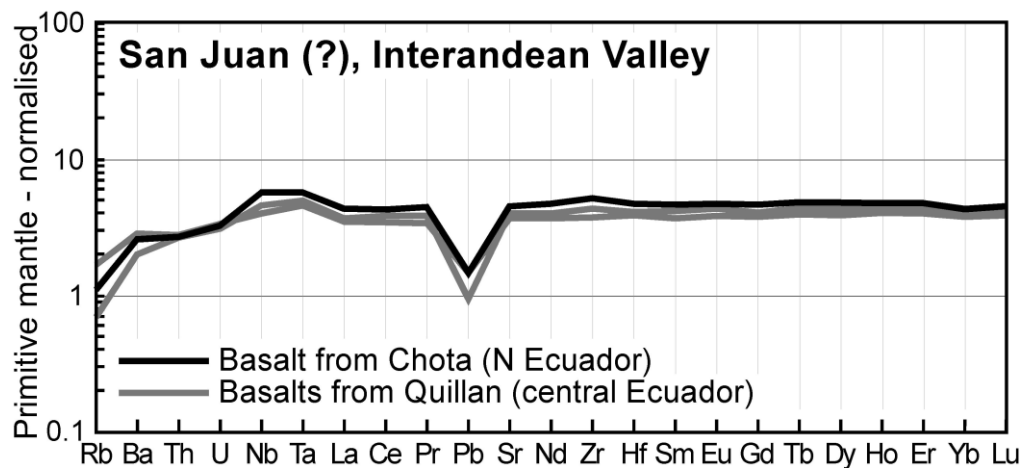


Figura 2.7. Diagrama multi-elementos para basaltos de plateau oceánico (San Juan?) localizados en la Depresión Interandina (Quillán y Chota). Nótese el gradiente relativamente plano para el diagrama multi-elementos. Ver también figura 6 (a) en Hughes y Pilatasig; 2002 en basaltos de la unidad Pallatanga. Tomado de Jaillard et al., 2009 de Samper y Mollex; 2001.

La población de Quillán se encuentra en el valle que forman el río Culapachán y Ambato en el lado Nor-occidental de la zona de estudio, existen varios afloramientos de rocas volcánicas verdosas fracturadas (Figura 2.8), afaníticas, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno generalmente alterados, aunque en ciertos casos se conservan bien, la matriz es gris verdosa, micro-cristalina y no vesicular; se encuentran a lo largo de las rocas, vetillas de calcita recrystalizada y cuarzo, drusas de cuarzo y calcita, además de zonas epidotizadas y planos de fractura con estrías. Según Lavenu et al., 1995, a esta unidad inicialmente la describieron como “volcánicos de Quillán” en Cotecchia y Zezza; 1969; según el informe de geología para el proyecto Pisayambo por ITALOCONSULT se dataron a estas rocas por el método de K/Ar, obteniéndose una edad de 51.5 ± 2.5 Ma, la cual sería imprecisa por el estado de alteración de las rocas.

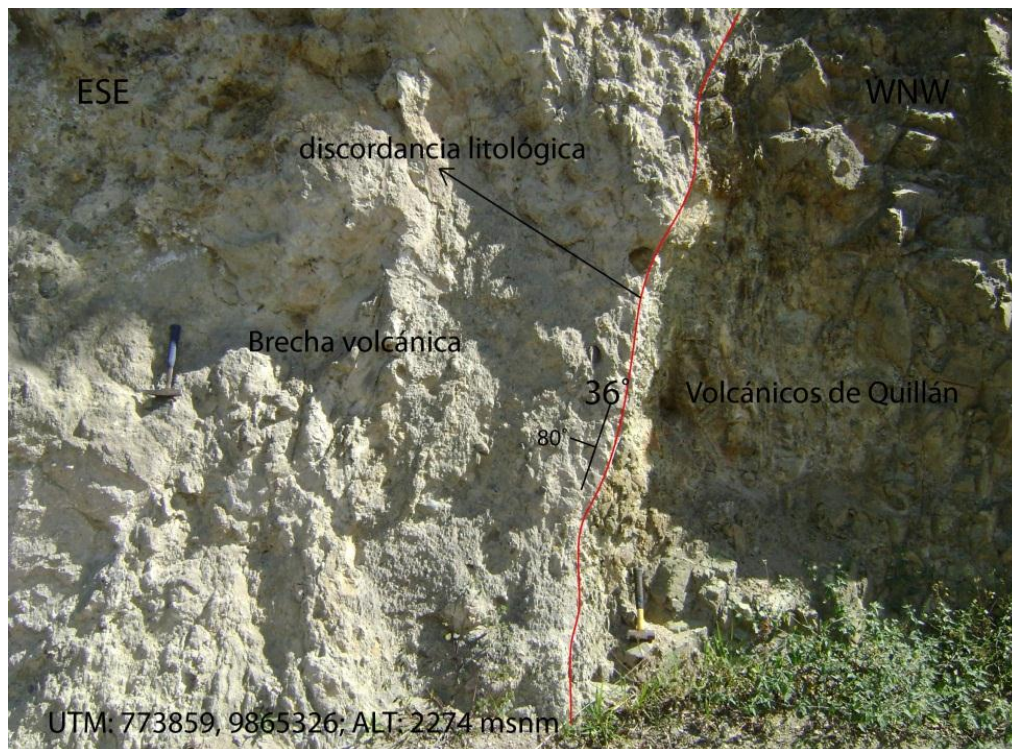


Figura 2.8. Rocas verdes basálticas de Quillán, están asociadas al basamento que constituye la Cordillera Occidental. UTM: 773859, 9865326; ALT: 2274 msnm; ribera derecha del río Culapachán, cerca de Quillán. Foto: Francisco Herrera.

2.4.3.3. Mioceno tardío-Plioceno

Kennerley; 1971, denominó inicialmente al conjunto de lavas con composición basáltica a andesita basáltica, de gran extensión lateral e intercaladas con piroclastos gruesos como “Grupo Pisayambo”, cuyos afloramientos se hallan principalmente en las partes altas de la Cordillera Real y estribaciones de la Depresión interandina, además propuso que los productos habrían sido extruidos por estructuras fisurales. Los flujos de lava en ciertos lugares presentan una pseudo-estratificación paralela a la superficie de flujo. Los piroclastos los define como aglomerados con bloques subangulosos a redondeados o fragmentos de lava en una matriz fina con estratos delgados ocasionales de material tobáceo, los bloques son de composición similar a las lavas (andesitas basálticas de color claro en muestras de mano). Baldock; 1982, describe a la Formación Pisayambo en dos unidades, la inferior constituida de brechas gruesas y aglomerados, tobas y algunas lavas; en tanto la superior la constituyen flujos masivos de lavas basálticas y andesíticas.

Según las hojas geológicas de la DGGM de Ambato (1978) y San José de Poaló (1982) La Formación Pisayambo está expuesta en el sector oriental de la Cordillera Occidental, en ciertas

zonas de la Depresión Interandina (ríos Cutuchi, Ambato y Patate) y la parte occidental de la Cordillera Real; ambas cordilleras muestran una fuerte erosión provocada por la acción glaciática.

Inicialmente Kennerley; 1971, asignó a la Formación Pisayambo una edad Paleógena, sin embargo Baldock; 1982 propone una edad Mioceno superior a Plioceno, basándose en relaciones estratigráficas; Lavenu et al., 1992, reportó edades entre 9.1 ± 0.5 Ma y 10.0 ± 1.3 Ma para una muestra de andesita considerada ser de la base de la Formación Pisayambo, recolectada de la Cordillera Occidental a 11 Km al SSE del volcán Quilotoa, mientras que Barberi; 1988, dató una dacita del basamento del volcán Quilotoa en 6.1 ± 0.6 Ma; por lo tanto se proporciona edades Miocénicas superiores entre 9 Ma y 6 Ma para la Formación Pisayambo. Además en Bristow y Hoffsteter; 1977 y DGGM (1978; 1982) asignan edades Pliocénicas.

Hall et al., 2011, señalan en su estudio que el volcanismo más antiguo de la Cordillera de los Llanganates estaría definido por la actividad que generó las lavas básicas que describe Kennerley en su mapa geológico y su distribución se encuentra en las estribaciones occidentales de la Cordillera y el flanco oriental de la Depresión Interandina, aflorando en forma de gradas y sobreyaciendo al basamento metamórfico.

Varios depósitos volcánicos pueden ser atribuidos a la Formación Pisayambo en el área de investigación, en uno de los encañonados del río Pucahuaico afloran una serie de secuencias de tobas y areniscas volcánicas consolidadas y aglomerados (Figura 2.9); la matriz de estas dos últimas unidades es de color gris a amarillenta, de textura fina y consolidada, los clastos constitutivos son andesitas de composición basáltica de matriz gris oscura a rojiza, también existen clastos de rocas vesiculares, los aglomerados son matriz-soportados con sus clastos volcánicos angulosos a subangulosos hasta aproximadamente metro y medio de diámetro; la estratificación posee un rumbo aproximado NW-SE con buzamiento al SW ($325^\circ\text{N}/36^\circ\text{SW}$). Suprayaciendo a la secuencia anterior se encuentran flujos de lava con estructuras masivas o diaclasadas (figura 2.10), los flujos se alternan en varias secuencias indicando sus partes masivas y autobrechas escoriáceas rojizas; las rocas son andesitas gris medias con fenocristales de plagioclasa alineados, piroxeno y anfíbol en menor cantidad, las rocas de la parte escoriácea presentan andesitas con matriz rojiza a gris-rojiza, vesicular y grandes fenocristales de plagioclasa a veces alineados y fenocristales de piroxeno y anfíbol. A la Formación Pisayambo podrían estar relacionadas las secuencias que forman parte del escarpe del cerro Quinuales, éstas secuencias en su mayoría son flujos de lavas dispuestos uno sobre otro en forma de estratificación, presentando alguna continuidad lateral y coloraciones grises a rojizas, la cima o sectores más altos del Quinuales han sido afectados por erosión glaciática; las rocas localizadas en la base del escarpe son andesitas de color gris con fenocristales de plagioclasa frescos y algo alterados, también fenocristales de piroxeno, además lavas de andesitas gris oscura con grandes vesículas elongadas y fenocristales de plagioclasa

alineados. Una serie de productos volcánicos como flujos de lava, depósitos de flujo de cenizas, depósitos de flujos piroclásticos de color blanco estarían probablemente asociados en edad a la Formación Pisayambo, estas unidades afloran al borde occidental de la Cordillera de los Llanganates en el área de estudio y se acoplan al borde oriental de la Depresión Interandina en morfologías que dan un aspecto de escaleras, los principales poblados situados en este sector son Sucre, Patate, Poatug y Mundug.



Figura 2.9. Afloramiento de estratos de aglomerados y areniscas de origen volcánico consolidadas. UTM: 780730, 9867856; ALT: 3012 msnm; río Pucahuaico. Fotos: Francisco Herrera.

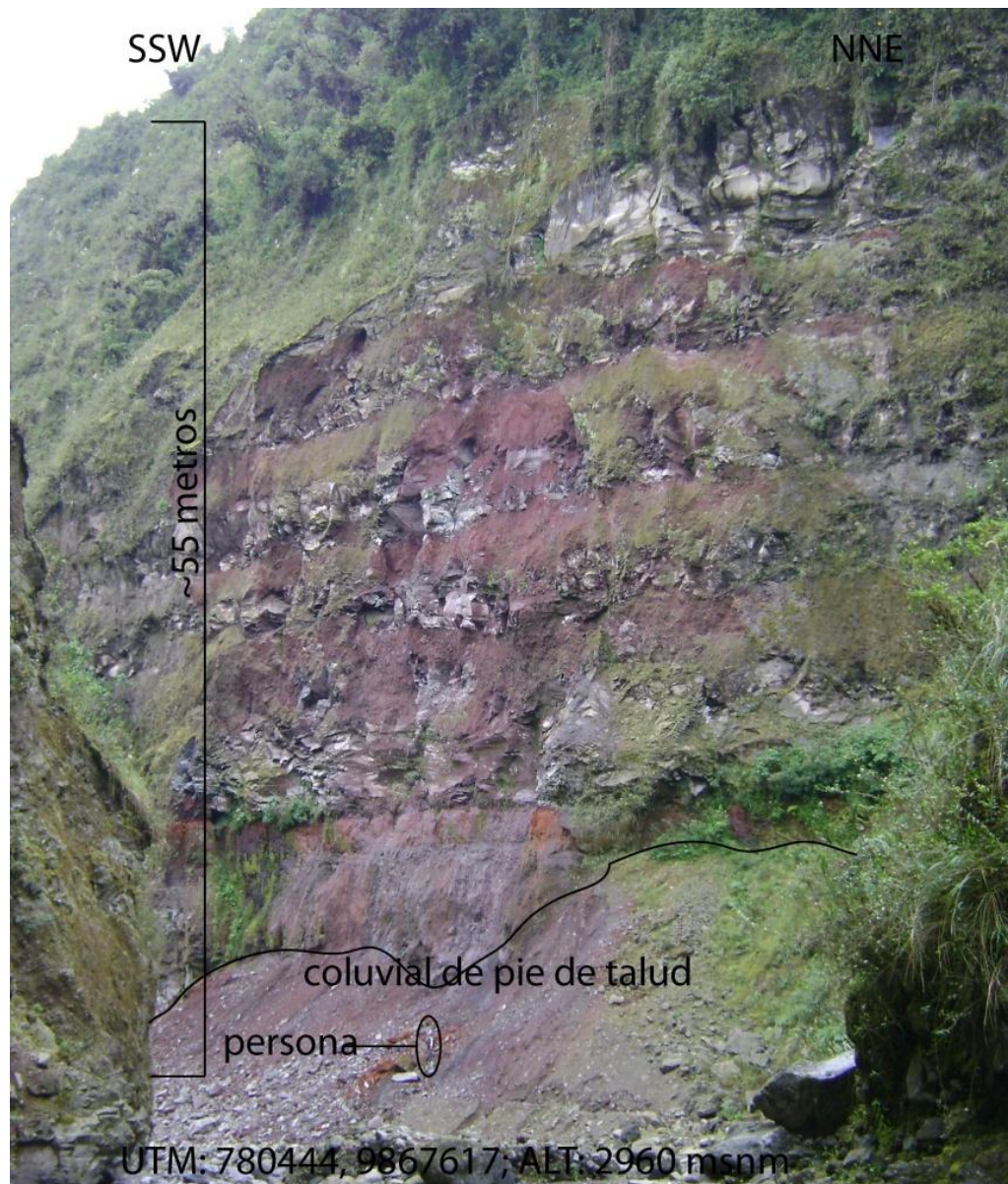


Figura 2.10. Flujos de lava andesíticos atribuidos a la Fm. Pisayambo. UTM: 780444, 9867617; ALT: 2960 msnm; río Pucahuaico. Francisco Herrera.

2.4.3.4. Plioceno tardío-Pleistoceno

Dávila (1990) identificó dos facies sedimentarias, a las que atribuyó ser parte de la Unidad Latacunga en diferentes cortes entre las poblaciones de Salcedo y Píllaro, mientras que Lavenu et al., (1992, 1995) interpretaron que dos de cuatro unidades sedimentarias definidas para la cuenca Latacunga-Ambato forman juntas la Formación Latacunga, la unidad inferior “U1” estaría compuesta principalmente de depósitos de lahar, flujos piroclásticos y lavas andesíticas interestratificadas; la unidad superior “U2” consistiría en su totalidad de depósitos fluvio-lacustres poco consolidados. Inicialmente a la Formación Latacunga se atribuía una unidad tobácea blanca

constituida por clastos de pómez (Bristow y Hoffsteter; 1977; DGGM; 1982), pero ahora es definida como “Formación Chalupas”. Los sedimentos de origen fluvio-lacustres presentes a lo largo de la cuenca Latacunga-Ambato ya fueron incluidos dentro de esta Formación (DGGM; 1978) y están bien identificados en los alrededores de la laguna de Yambo (UTM: 768500, 9878500) y en el flanco izquierdo del río Cutuchi (UTM: 771700, 9878800), Dávila (1990) la identificó principalmente en las localidades de Yanayacu, San Martín y río Nagsiche. Lavenu et al., 1992 dataron una muestra de lava que era interpretada ser parte de la Formación Pisayambo (DGGM; 1978), la recolectaron a 7 Km al NE de Ambato (cerca de Píllaro) en el flanco derecho del río Cutuchi y les proporcionó una edad de 1.73 ± 0.35 Ma, mientras que otra muestra de lava tomada de la Formación Latacunga a 2 Km al NE de Latacunga les dio una edad de 1.85 ± 0.19 Ma, finalmente una muestra tomada cerca del volcán Sagoatoa indicó una edad de 1.4 ± 0.29 Ma; los datos de campo y edades de las muestras permitieron a los autores definir las unidades “U1” y “U2” y proponer una edad Pliocénica tardía-Pleistocénica.

Hall et al., 2011 sugieren que probablemente los flujos de lava datados por Lavenu et al., 1992 se relacionan con el segundo período de actividad volcánica que proponen para la cordillera de los Llanganates, así, mencionan que, aunque existe una gran erosión glaciaria, todavía se pueden distinguir estructuras volcánicas como remanentes de cuellos volcánicos y flujos de lava en forma de elipse, además las estructuras volcánicas identificadas por ellos como Ashpachana (UTM: 792000, 9871500) podrían haberse formado en un período de 0.5-1.5 Ma, tal como los volcanes Sincholagua, Rumiñahui y Pasochoa.

En el tramo de estudio se evidenció varias unidades que pertenecerían a la Formación Latacunga, la unidad “U1” se la identificó por ejemplo en los cortes de la vía Ambato-Píllaro, cerca al puente del río Culapachán (UTM: 770068, 9868993) afloran desde la base una serie de intercalaciones de depósitos de lahar, depósitos de avalanchas de escombros, flujos de lavas brechadas de coloraciones grises y rojizas. Varios paquetes de flujos de lavas fueron identificados, se presentan en forma masiva y brechada, con coloraciones grises a rojizas, en el sector de Los Siete Chorros existe un flujo de lava (Figura 2.11) cuya roca es una andesita de matriz gris oscura y rojiza, textura fluidal, muy vesicular y con fenocristales de plagioclasa ehedrales y fenocristales de piroxeno. En un talud en la población Jesús del Gran Poder (cerca de San Miguelito), al margen izquierdo del río Culapachán existe un contacto entre lavas y depósitos fluvio-lacustres compuestos de arenas y limos poco consolidados (Figura 2.12), las lavas se componen de una andesita muy vesicular de matriz gris oscura y fenocristales de plagioclasa ehedrales alineados. En el sector del valle de Quillán, Las Viñas y la gran terraza de Chiquicha afloran una serie de sedimentos de origen fluvial, principalmente conglomerados. En resumen estos flujos de lavas y sedimentos se restringen al Oeste de la zona de estudio aunque otras unidades podrían ser correlacionadas, como los flujos de

lava de forma elipsoidal que rellenan el valle del río Corazón. Ordóñez; 2012 reporta que las terrazas más altas que se encuentran en el río Pachanlica forman parte de la Fm. Latacunga.



Figura 2.11. Afloramiento de lavas andesíticas, la roca presenta fenocristales de plagioclasa y piroxeno. UTM: 775266, 9865049; ALT: 2471 msnm; Siete Chorros, cerca de la vía Emilio Terán-Quillán. Foto: Francisco Herrera.

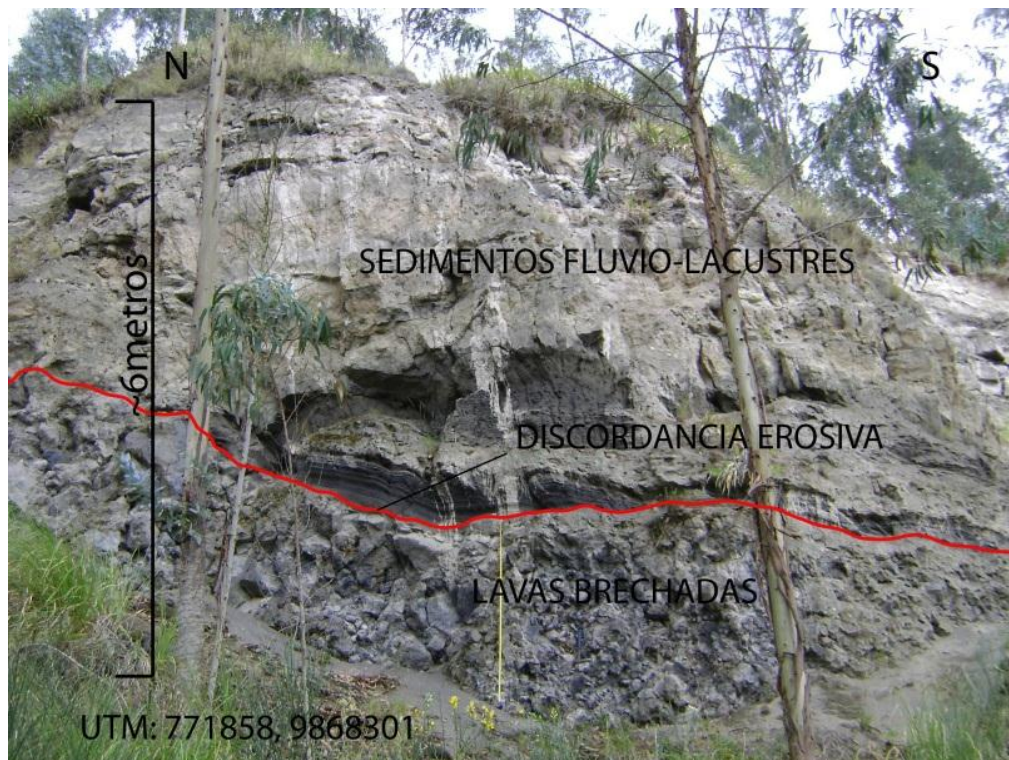


Figura 2.12. Contacto erosivo entre lavas brechadas y sedimentos fluvio-lacustres. UTM: 771858, 9868301; ALT: 2659 msnm; cerca de Jesús del Gran Poder. Foto: Francisco Herrera.

2.4.3.5. Pleistoceno

Un gran manto de cenizas y pómez que posee un espesor medio de 30 metros cubre el valle interandino desde Guayllabamba al Norte hasta Riobamba al Sur (Beate; 1985), por el Oeste hasta Pujilí y asimismo llega hasta Guangopolo y Tumbaco (Mothes y Hall; 1991), el depósito se produjo por un evento de erupciones ultra-plinianas del volcán Chalupas, quedando una gran caldera de colapso (Caldera de Chalupas) entre 15 a 20 Km de diámetro. El depósito de Chalupas es del tipo de ignimbrita riolítica no soldada de gran volumen y se encuentra situada estratigráficamente entre la Formación Cangahua del Pleistoceno superior (Beate et al., 2006); se la describe estratigráfica y petrográficamente de la siguiente manera (Beate; 1985 y Beate et al., 2006):

Parte basal, constituida por una capa de un metro de espesor de lapilli de pómez riolítica, la cual sobreyace a un paleosuelo y cangahua con fósiles; este depósito representaría la fase pliniana inicial, la pómez es de color blanco, vesicular, rica en vidrio volcánico con fenocristales de biotita negra ehedral que altera a un color dorado, plagioclasa limpia, escaso cuarzo y magnetita diminuta, además existen cristaloclastos de magnetita, plagioclasa, biotita, poco cuarzo y clastos angulosos andesíticos alterados y pocos fragmentos de esquistos grafitosos provenientes del basamento.

Parte media, es constituida por el depósito piroclástico propiamente dicho, es de tipo ash-flow, con características de pobre compactación, presenta colores grisáceos a cremas y tonalidades rosadas al tope, generalmente muestra una estructura masiva con bloques de pómez y líticos angulares a subangulares rodeados de una matriz de ceniza muy fina; el tamaño de los fragmentos de pómez disminuyen respecto al aumento de la distancia a la fuente de emisión. La matriz se compone de ceniza muy fina y polvo volcánico, vidrio volcánico fresco, cristaloclastos de biotita, plagioclasa, magnetita y poco cuarzo, los componentes generalmente no están compactados. Los fragmentos redondeados de pómez son fibrosos y ricos en vidrio volcánico, con pocos fenocristales de biotita ehedral, plagioclasa, magnetita y cuarzo, cambian de color gris claro a oscuro cuando se giran a las muestras. Los líticos incluyen dacitas, andesitas, rocas volcánicas alteradas y rocas metamórficas del basamento de la Cordillera Real.

Parte superior, la constituye cenizas finas co-ignimbríticas, interestratificadas con lapilli acrecionario y horizontes retrabajados, los cuales pasan gradualmente a Cangahua, en la mayoría de secciones la parte superior está ausente, por lo que el contacto discordante de la Cangahua es con la parte media del depósito.

En Barberi et al., 1988 obtuvieron una edad de 1.21 ± 0.05 Ma para una andesita probablemente recolectada en la caldera Chalupas y en trabajos posteriores (Lavenue et al., 1995; Winkler et al., 2005; Fiorini y Tibaldi; 2011) se asocia esta edad con la del depósito ignimbrítico Chalupas distribuido en el valle interandino. Estimaciones de edades entre 50-100 Ka basándose en la estratigrafía regional fueron realizadas para el depósito de Chalupas (Mothes y Hall; 1991), pero la edad de 211 Ka, comentada en Beate et al., 2006 sería la más exacta para este evento, por lo tanto, el depósito ignimbrítico de Chalupas se convierte en un marcador estratigráfico y crono-estratigráfico muy importante en la región.

El depósito de Chalupas aflora localmente en las partes altas del cañón del río Cutuchi el Oeste de Píllaro y también se observan mantos de depósitos blanquecinos en el sector oriental próximo a Izamba y el flanco superior derecho del río Cutuchi. Regionalmente el depósito de Chalupas descansa en discordancia angular sobre las unidades “U1” y “U2” de la Formación Latacunga, el ángulo de disconformidad es más alto entre “U1” que entre “U2”, el cual a veces es concordante (Lavenue et al., 1995). De hecho se evidenció contactos de concordantes a poco erosivos entre el depósito de Chalupas y los sedimentos fluvio-lacustres de la parte superior de la Formación Latacunga, los afloramientos mejor expuestos están en Píllaro en la vía Píllaro-Ambato y en el sector Jesús del Gran Poder (Figuras 2.13 y 2.14). Además existen afloramientos cerca de Picaigua, Paso Lateral de Ambato, Loma Culapachán, Píllaro.

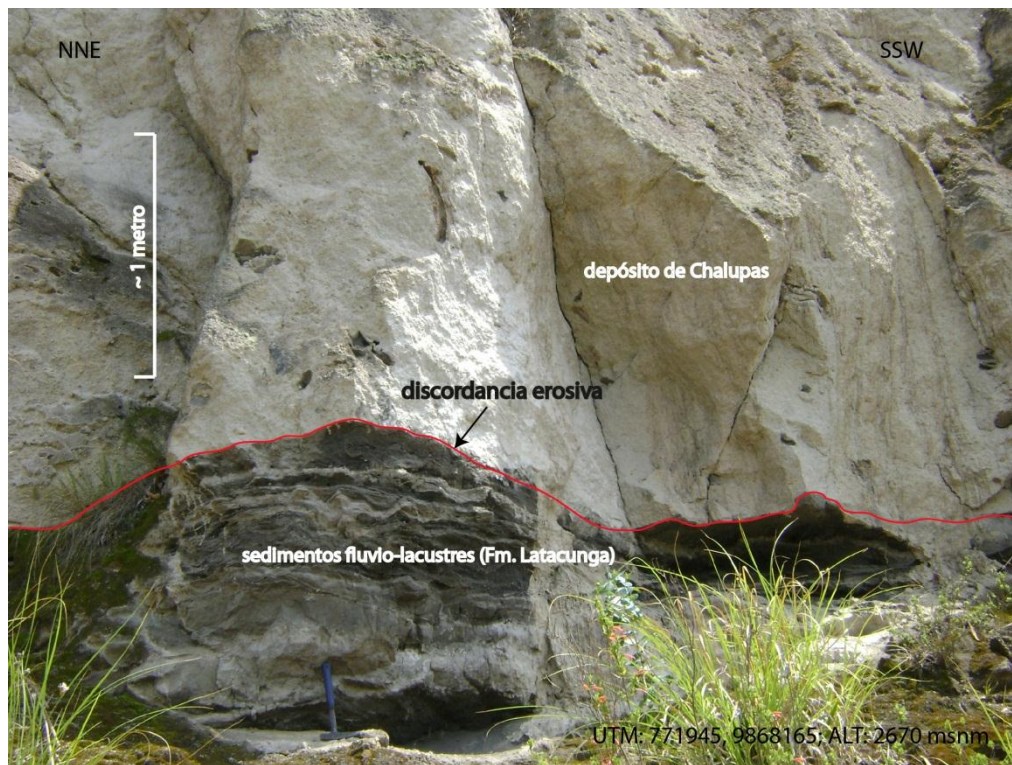


Figura 2.13. Afloramiento donde se presenta un contacto entre Chalupas y sedimentos fluvio-lacustres. UTM: 771945, 9868165; ALT: 2670 msnm; cerca de Jesús del Gran Poder. Foto: Francisco Herrera.

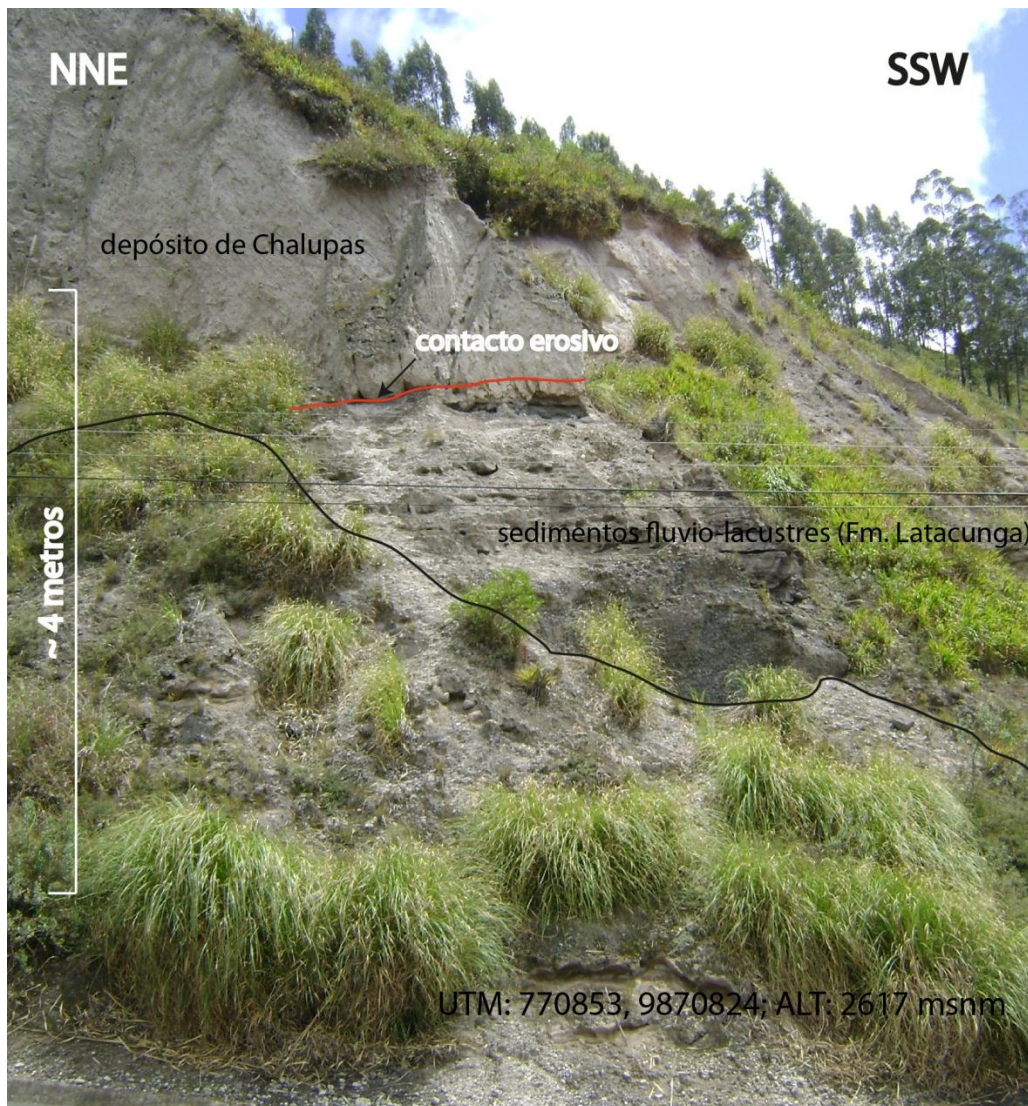


Figura 2.14. Afloramiento de contacto entre sedimentos fluvio-lacustres y Chalupas. UTM: 770853, 987082; ALT: 2617 msnm; cerca de Píllaro. Foto: Francisco Herrera.

La cangahua es un depósito que se dispone de manera periclinal a lo largo de la Depresión Interandina y las estribaciones de las cordilleras, su color característico es café claro a kaki, en los sectores altos más húmedos presenta un color gris oscuro a lo que en lenguaje común se le conoce como “chocoto”; se constituye de cenizas volcánicas, cenizas re TRABAJADAS principalmente por vientos, sedimentos fluviales-lacustres y suelos incipientes (Hall y Beate; 1991). La composición mineralógica de la cangahua indica que fue derivada principalmente de depósitos de caída de un volcanismo explosivo calco-alcalino, principalmente dacítico (Clapperton; 1993). El depósito se habría acumulado desde el Pleistoceno superior (>211 Ka) ya que se encuentra intercalando a la ignimbrita de Chalupas (Beate et al., 2006), disminuyendo su tasa de acumulación hasta aproximadamente 10 Ka (Clapperton; 1993).

La cangahua aflora en los cortes de la vía que une Píllaro con Emilio María Terán, aquí se pueden observar afloramientos que presentan fracturas, acumulaciones de carbonatos y concreciones algo silicificadas (Figura 2.15). También en el sector Occidental del cerro Nitón está intercalada con piroclastos, se la encuentra en Pelileo, Totoras, Picaigua e Izamba, en el sector más alto del Este aflora en mantos periclinales de color café oscuro a gris oscuro (“chocoto”) (Figura 2.15).

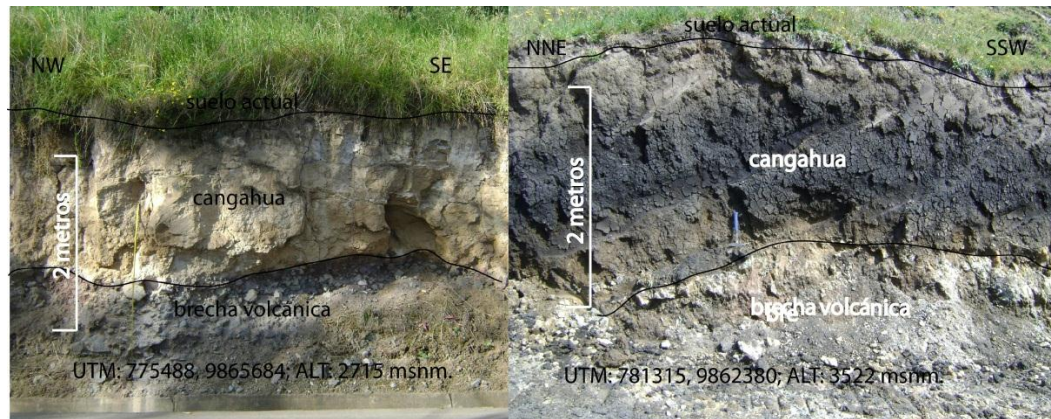


Figura 2.15. La cangahua sobreyaciendo a brechas volcánicas, nótese la variación de color café amarillento a café oscuro-negro (fotografía derecha). UTM: 775488, 9865684; ALT: 2717 msnm (izquierda); 781315, 9862380; ALT: 3522 msnm (derecha). Foto: Francisco Herrera.

Varias etapas de glaciación se presentaron en los Andes, específicamente en los Andes del Ecuador se evidencian por la presencia de depósitos de morrenas terminales y laterales a diferentes niveles altitudinales en ambas cordilleras. Entre los 2900-3500 msnm corresponderían las morrenas de la última glaciación temprana, hace >43 Ka (Clapperton; 1993); a altitudes de 3000-3900 msnm estarían las morrenas erosionadas <35 Ka de la última glaciación tardía (Clapperton y Vera; 1986); entre 3800-4400 msnm se ubicarían las morrenas oxidadas correspondientes al período glacial tardío o “Younger Dryas” (Clapperton et al., 1997) durante 12 Ka a 10 Ka (Clapperton y Vera; 1986); los depósitos morrénicos superpuestos (Clapperton; 1993) correspondientes al período neoglacial <5000 años se encontrarían entre 3900-4600 msnm (Clapperton y Vera; 1986).

En el extremo Oriental de la zona de estudio se encuentran geoformas glaciáricas en general aborregadas, morrenas, lagunas, valles en “u”, circos (Figura 2.16), los cuales son la evidencia de los períodos glaciáricos que fluctuaron en la Cordillera Real, probablemente los depósitos sean correspondientes a la última glaciación tardía (Lago Pisayambo, Clapperton; 1993) y el período glacial tardío o “Younger Dryas”.



Figura 2.16. A la izquierda se aprecia la morfología aborregada, típica de ambientes glaciáricos. UTM: 785744, 9869438; ALT: 4163 msnm; al fondo laguna Aluleo. En la fotografía derecha se aprecia un circo glaciar con la laguna Angascocha, al fondo se observa una morfología muy aserrada. UTM: 787224, 9868908; ALT: 4308 msnm. Foto: Francisco Herrera.

Por otra parte el trabajo reciente de Ordóñez; 2012 ha identificado a detalle diferentes sucesiones de depósitos de avalanchas de escombros, flujos piroclásticos y tefras que corresponderían al Cuaternario superior, estos depósitos se encuentran al occidente del Cerro Nitón; además en su trabajo presenta argumentos petrográficos y geoquímicos con los que se da como fuente de estos productos a los volcanes Carihuairazo y Huisla.

2.4.3.6. Reciente

La recurrencia de fenómenos naturales que han afectado la zona a través de épocas pre-incaicas, incaicas, coloniales y recientes no solo ha sido grabada en registros históricos sino además en los geológicos. Entre los acontecimientos más notables y desastrosos se tiene:

Terremoto del 20 de Junio de 1698

Este sismo que ocurrió en las cercanías del volcán Carihuairazo, luego de haber destruido poblaciones enteras, disparó una serie de flujos de lodo (Vásconez; 2006) que terminaron de devastar la zona, los drenajes de los ríos Ambato y Pachanlica fueron afectados por este fenómeno. Además, flancos deslizados del cañón del río Culapachán represaron su cauce y se produjeron aluviones (Coba; 1929).

Terremoto del 22 de Febrero de 1757

Como en el terremoto de 1698, también se reportan diques formados por desprendimientos en los flancos del río Culapachán, los cuáles terminaron por romperse (Coba; 1929).

Terremoto del 4 de Febrero de 1797

Este gran terremoto de Riobamba, quizás uno de los más grandes acontecidos en los últimos tiempos en el territorio ecuatoriano causó repercusiones muy grandes en la época. Las intensidades determinadas para lugares y poblaciones de Tungurahua (Río Patate, Patate Viejo, Ambato, Igualata, Pelileo Viejo, Cerro Quinuales, Quillán, Izamba, Píllaro) fueron muy altas, de VIII a X (Egred; 2004). Se documenta que en el sector hubo grandes grietas y desprendimientos de material en los cerros Huicutambo y Quinuales, flujos de lodo que aumentaron el caudal de río Cutsatagua (formado por los ríos Pucahuayco y Chahuayacu, que nacen de los cerros Huicutambo y Quinuales), desde ese desastre el cauce cambió completamente. También fluyó material lodoso por los ríos Ambato y Pachanlica, los ríos Cutuchi y Patate quedaron represados varios días por grandes diques que luego colapsaron y sus aguas, río abajo dañaron todo a su paso. Hubo fenómenos que podrían ser asociados con licuefacciones de suelo en Pelileo y Patate. Las poblaciones de Ambato, Pelileo, Patate, Tontapi, Quillán fueron terriblemente destruidas.

Terremoto del 5 de Agosto de 1949

Llamado terremoto de Pelileo, de intensidad máxima X, dejó gran destrucción en las poblaciones de Ambato, Pelileo, Patate, Píllaro, se produjeron deslizamientos, grietas, licuefacciones de suelo; en general el paisaje natural y antrópico cambiaron. Según la memoria colectiva local existieron represamientos en los ríos Pucahuayco, Corazón y Patate, debido al desplome de colinas, existieron víctimas por los deslizamientos.

Entre los poblados de Emilio María Terán, Capulicito y Cuzatagua existe un depósito de flujo de lodo con un promedio de espesor entre 1.5-3 metros, su matriz es limosa de color café amarillento, en la cual se encuentran poros milimétricos. El depósito es matriz-soportado (~50-70% de matriz), los clastos varían de angulosos a subredondeados con tamaño medio de 30 centímetros, estos representan andesitas gris oscuro densas a vesiculares rojizas con plagioclasas orientadas, además existen poca cantidad de andesitas gris medio con plagioclasas alteradas y gravas de origen volcánico. En Capulicito afloran en superficie grandes bloques de aproximadamente 2 metros de diámetro. En ciertos lugares la matriz es algo endurecida y se puede apreciar los moldes dejados por los clastos, existe además algo de materia orgánica y restos de carbón. Es de importancia anotar que el depósito tiene sobreyacido un suelo muy poco desarrollado y de poco espesor. Se ha encontrado en este depósito de flujo de lodo restos de cerámica colonial (Mothes, comunicación personal; 2012). La presencia de este depósito (Figura 2.17) hace notar que el evento que lo produjo es muy reciente, probablemente ocasionado por represamientos o diques en los principales drenajes en esta zona. Existe también la posibilidad de que este fenómeno se haya dado en el terremoto que afectó la región en el año de 1797, según la descripción histórica de este terremoto, se podría asociar con los flujos de lodo que bajaron por la quebrada Cutsatagua, formados por

diques que luego de obstruir el paso de material se destruyeron. Para ver su distribución se puede referir al ANEXO 1.



Figura 2.17. Flujo de lodo con cerámica colonial. UTM: 777526, 9863895; ALT: 2516 msnm; sector de Capulicito. Foto: Patricia Mothes.

También se observa que en las terrazas altas del río Pucahuaico entre el sector entre Plazuela, Cuzatahua y los Andes existen al menos cuatro depósitos de flujo de lodo, de los cuales los dos últimos parecen no haber desarrollado un suelo entre ellos asimismo podrían estar asociados a un evento reciente como el descrito en líneas anteriores. En el río Corazón, cerca de Plazuela (UTM: 778831; 9863931) existe un pequeño valle relleno con material aluvial, los bloques aflorantes en superficie tienen entre 2 a 2.5 metros de diámetro, son subredondeados a subangulosos y se constituyen de rocas volcánicas alteradas. Finalmente en la zona de estudio se ha identificado principalmente fenómenos de remoción en masa como deslizamientos rotacionales, traslacionales (zona Este de El Sucre, Cerro Huicutambo) y caídas de rocas (cerros que limitan el valle de Quillán y flanco izquierdo del río Culapachán).

2.4.4. Fallas y lineaciones

De acuerdo a las observaciones de fotogeología, imágenes satelitales y DEM se identificó varios lineamientos; los principales son aquellos con direcciones NE-SW, seguidos por los de orientación N-S (con variaciones al NNE-SSW y NNW-SSE) y finalmente por los de rumbo NW-SE. Geográficamente la zona se ubica en el límite estructural entre la Depresión Interandina y la Cordillera Real, por lo tanto es una zona tectónicamente compleja.

La Depresión Interandina (DI) se habría formado en un régimen tectónico transpresivo dextral durante períodos de altas tasas de exhumación en las Cordilleras que la bordean (Winkler et al., 2005), a partir de 6-5 Ma. La DI aloja varias cuencas sedimentarias alargadas en dirección N-S a NNE-SSW; de N a S son las cuencas de Chota, Quito-San Antonio-Guayllabamba, Ambato-Latacunga y Riobamba-Alausí.

Lavenu et al., 1995 definen a las fallas cabalgantes Pisayambo (buzando al E) al E y La Victoria (buzando hacia el W) al W ser los límites de la DI en la cuenca de Latacunga-Ambato; las estructuras compresionales existentes entre los dos límites propuestos entrarían dentro de lo que es un “restraining bend” que acomoda los desplazamientos de rumbo de las fallas activas Pallatanga al Sur y Chingual-La Sofía al Norte (Ego et al., 1996). En efecto el desplazamiento del bloque Nor-Andino causaría ambientes tectónicos transpresionales en la DI, los cuales se evidencian en fallas inversas, cabalgamientos y pliegues.

Varios pliegues han sido identificados (Dávila; 1990; Lavenu et al., 1995) entre los bordes E y W de las fallas La Victoria y Pisayambo respectivamente; el anticlinal Jachahuangu (anticlinal Nagsiche, Egüez et al., 2003) con una dirección N-S, que desaparece al Sur cerca del volcán Sagoatoa y afectaría principalmente a lahares de la unidad U1 perteneciente a la Formación Latacunga; el pliegue de Guambaló con dirección de su eje de N160°, afectaría a las unidades U1 y U2 de la Formación Latacunga; el anticlinal Mollepamba con rumbo N150°-N170°E, estaría plegando rocas de las unidades U1 y U2 de la formación Latacunga y probablemente el depósito ignimbrítico Chalupas también esté plegado. Al Este de la cuenca los mismos autores identifican el anticlinal N-S de Latacunga que desaparece al Norte bajo los depósitos de lahar del volcán Cotopaxi y está constituido por la unidad U1 de la Formación Latacunga; la flexura de Patain N190°E, la flexura de Yambo N130° a N150°E y la flexura de Yanayacu con un rumbo N8°W que posee un abrupto escarpe en su cara Oeste y se extiende desde el domo Putzalagua al Norte hasta Píllaro al Sur, según Fiorini y Tibaldi; 2011, ésta estructura estaría afectando a las Formaciones Pisayambo, Latacunga, Chalupas y Cangahua.

Entre los parámetros que incluyó Dávila; 1990 para señalar una tectónica activa en la zona, incluyen, las deformaciones sinsedimentarias, formación de flexuras producidas por fallas inversas

y pliegues cilíndricos, que afectarían principalmente a unidades Plio-Cuaternarias. Tomando en cuenta las observaciones de Egüez et al., (2003) de que el pliegue Yanayacu está relacionado a una falla oculta con buzamiento hacia el Este, que en superficie produce la flexura; Fiorini y Tibaldi; (2011) concluyen que la estructura Yanayacu podría no ser activa o en su defecto ser fuente de terremotos de gran magnitud con períodos de retorno más extensos que del pliegue Jachahuangu al Oeste; antes habiendo analizado datos sísmicos históricos e instrumentales, deformaciones Holocénicas en terrazas aluviales en el río Yanayacu y propuesto un modelo geométrico y cinemático de fallamiento ciego, en el que la profundidad de la falla desde la superficie es el factor más importante para explicar la asimetría del pliegue; la falla ciega con una profundidad de 0.5 Km y buzamiento de 80° E es la que más se acercaría a la forma real de la flexura en superficie (Figura 2.18).

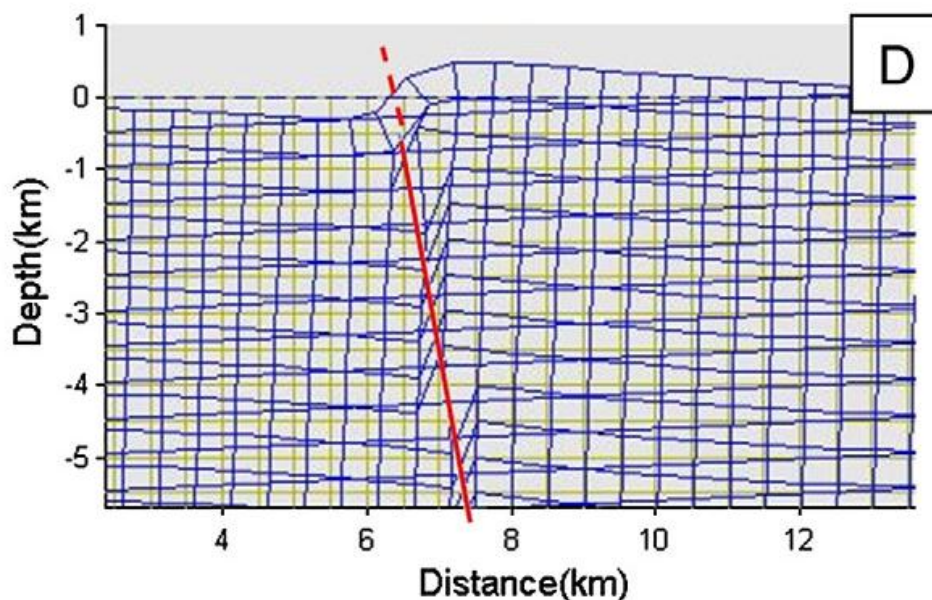


Figura 2.18. Modelo que explica la geometría superficial del pliegue Yanayacu. Tomado de Fiorini y Tibaldi; 2011.

Alvarado; 2009 nombra al conjunto estructural antes mencionado “Sistema Saquisilí-Poaló-Yambo” e identifica a un pequeño levantamiento con dirección aproximada N-S ubicada al flanco derecho del río Cutuchi entre la laguna de Yambo al N y la loma Cashinato al Sur y Este de Píllaro, que podría estar relacionado a una falla inversa con buzamiento al Oeste, a esta estructura la denomina Tigualó.

Troncoso; 2009 hace un estudio del Nido Sísmico Pisayambo (NSP), en el que toma en cuenta los lineamientos neotectónicos presentes en el área que se ubica el nido sísmico, datos sísmicos históricos de la zona (terremotos de los años 1687, 1949 y 1987), la sismicidad instrumental desde

1993 hasta 2009, además de los datos obtenidos por una red sísmica temporal instalada en puntos estratégicos del NSP. En este estudio se identifica ocho lineamientos, de los cuales algunos coinciden con las fallas propuestas por otro autor (Figura 2.19). El lineamiento 5 (Figura 2.19) sería un plegamiento parte de la expresión superficial de la falla Baños que separa al terreno Alao del terreno Loja (Litherland et al., 1994) y que en el estudio la considera una estructura inactiva; también se menciona que esta falla Baños es el límite E que Lavenue et al., 1995 proponen ser el límite de la cuenca Latacunga-Ambato (falla Pisayambo). Entre varios temas Troncoso; 2009 llega a concluir que; el NSP es el de mayor actividad del país con registros permanentes de sismos de baja magnitud y estaría influenciado por el sistema de fallas dextral mayor que empieza en el Golfo de Guayaquil, continúa en la falla Pallatanga, pasa por los ramales de dirección NE del NSP y se prolongaría al Norte en la falla Chingual.

Otra falla importante es la de Patate a la que Egüez et al., 2003 señalan que posiblemente pertenezca al sistema de falla Chingual-Pallatanga, posee una longitud de 14.4 Km, una dirección promedio de N38°E y un movimiento dextral asumido.

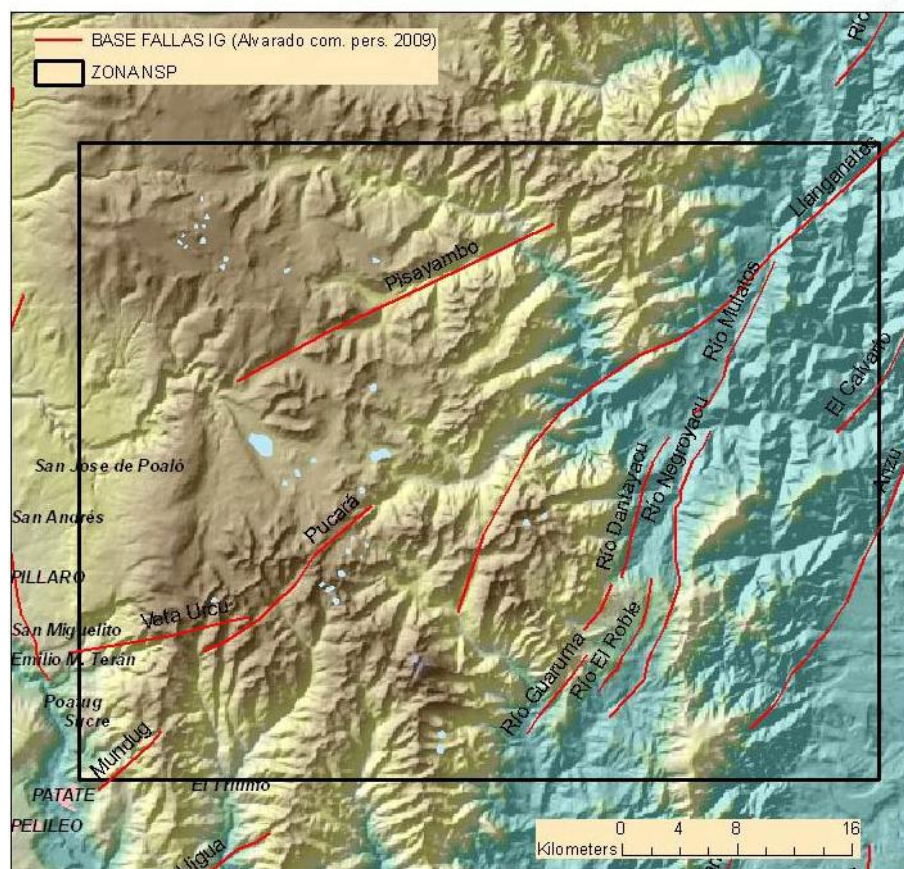
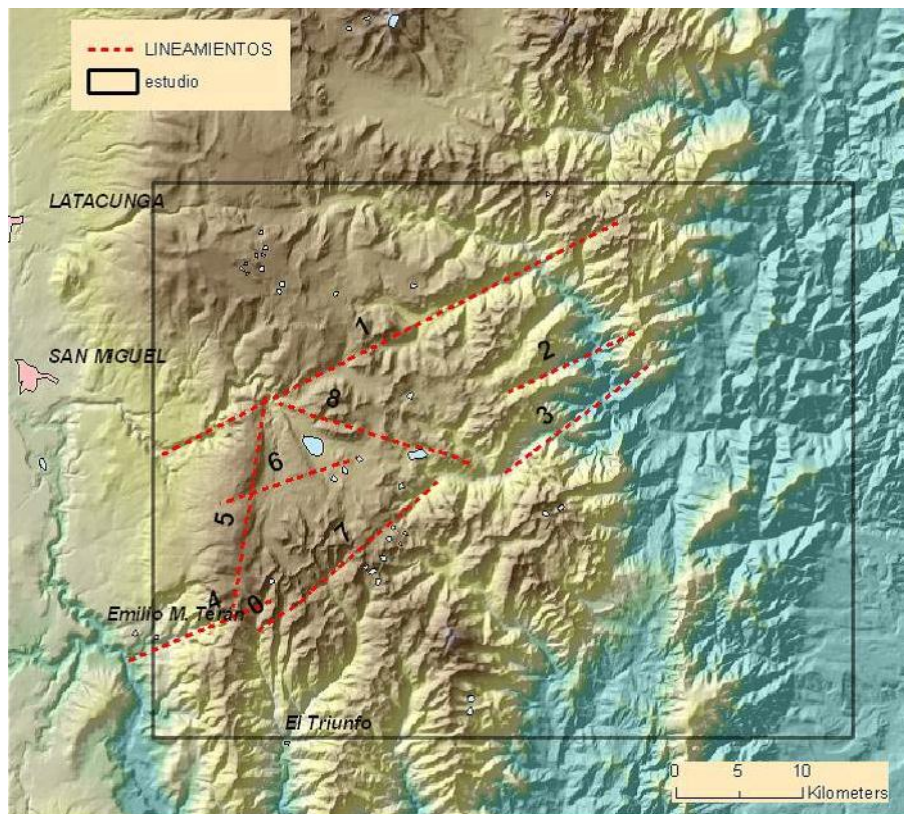


Figura 2.19. Mapa estructural de la zona de Pisayambo. En la parte superior los lineamientos identificados por Troncoso; 2009 y en la inferior las fallas interpretadas por Alvarado

(comunicación personal; 2009 a Troncoso; 2009). Nótese que los lineamientos 1, 3, 7, 4 están asociados a las fallas Pisayambo, Llanganates, Pucará y Veta-Urcu respectivamente. Tomado de Troncoso; 2009.

La superficie de estudio estaría influenciada por la serie de fallas, pliegues y lineaciones descritas anteriormente, aquellas tienen extensiones tanto regionales como locales (Figura 2.20). Al Sur las lineaciones varían de rumbo entre NW-SE, NNE-SSW y NNW-SSE, mientras que al Este tienden a ser N-S. Al Norte se encuentran lineaciones con dirección ENE-WSW, NNE-SSW y NNW-SSE. Varios escarpes y escarpes de deslizamiento se asocian o se encuentran cercanos a estas estructuras (Loma Rumipamba Chiquito, Plazuela Pamba, Loma Cachourcu). Existe un escarpe bastante erosionado que limita el flanco Sur del Cerro Huicutambo que coincide con una lineación de azimut aproximado de 50°-60°, también podrían estar asociados fallamientos normales (66°N/46°SE; 60°N/34°SE) con desplazamientos verticales de hasta 45 cm, que afectan sedimentos fluvio-lacustres ubicados en esta estructura. Desde el Occidente nace una gran falla (falla Llanganates) que cruza en sentido aproximado W-E (Figura 2.20) la Depresión Interandina y se prolonga hacia los Llanganates con sentido NE-SW, se evidencia una morfología de espolones que coinciden con esta estructura de gran extensión longitudinal. Al Norte coinciden la falla inversa Tigualó y la extensión sur del pliegue Yanayacu que junto con la lineación Oeste del Cerro Huicutambo marcan una sucesión de terrazas estructurales que disminuyen de altitud mientras se acercan al cañón del río Culapachán.

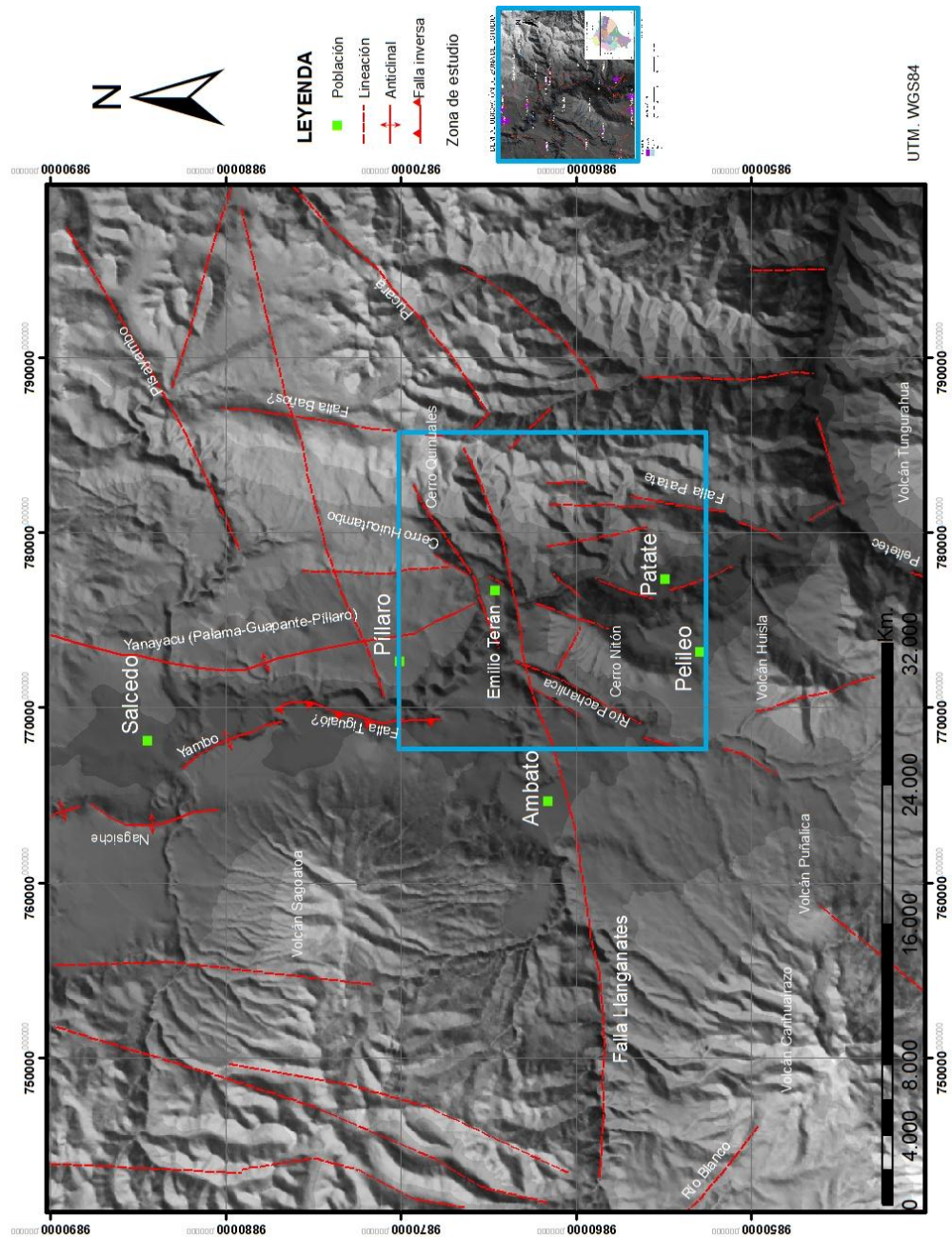


Figura 2.20. Mapa Estructural regional, en rectángulo azul se ubica la zona de estudio. DEM Marc Souris, IRD.

Capítulo III

Los depósitos de avalanchas de escombros en el tramo Píllaro-Patate

3.1. Generalidades del fenómeno de las avalanchas de escombros

Una avalancha de escombros es el producto de un colapso a gran escala de un sector de un edificio volcánico, en condiciones no saturadas o con poca agua (Ui et al; 2000); donde la rápida aceleración gravitacional de grandes masas de material produce altos rangos de movimiento (Siebert; 1984). El depósito de avalancha es una brecha epiclástica descrita como no estratificada, pobremente sorteada, cuyos materiales constituyentes (clastos) varían en tamaño desde micrones a metros (Glicken; 1991). Los depósitos presentan “facies de bloques” y “facies de matriz (Ui; 1983,1989; Ui et al; 2000) o de mezcla (Glicken; 1991)”, la topografía del depósito es ondulada tipo hummocks (colinas), mientras que la topografía donde se origina el depósito es generalmente una depresión en forma de anfiteatro. Se han propuesto tres tipos de avalanchas de escombros, asociadas a una u otra actividad geológica (Siebert; 1987, Ui et al; 2000):

- a. Tipo Bezymianny, asociado a erupciones magmáticas (Mt. St. Helens; 1980);
- b. Tipo Bandai, asociado a erupciones freáticas donde no existe material juvenil (Bandai; 1888);
- c. Tipo Unzen, no relacionada directamente con actividad volcánica, pero puede ser disparada por un terremoto (Unzen; 1792).

La erupción disparadora del colapso del flanco norte del Mount St. Helens (U.S.A.) en mayo de 1980 fue uno de los eventos geológicos más importantes en tiempos históricos (Glicken; 1996), por esta razón enfocó la atención científica y presentó un panorama para la reinterpretación. En consecuencia se han realizado avances en el entendimiento del fenómeno: identificación y comparación de los depósitos de avalancha de escombros con otros no volcánicos (Ui; 1983); discriminación entre las avalanchas de escombros y otros depósitos volcaniclásticos (Ui; 1989); definición de características de las áreas fuente y erupciones asociadas (Siebert; 1984); descripción de la arquitectura sedimentaria (Glicken; 1991), interpretación de mecanismos de transporte y emplazamiento (Takarada et al., 1999; Shea et al., 2007) entre otros.

En el arco volcánico continental ecuatoriano, los volcanes tuvieron colapsos sectoriales dejando grandes depósitos de avalanchas de escombros (Cotopaxi, Tungurahua, Imbabura, Chimborazo, Reventador, y otros) (Hall y Beate; 1991) y en los últimos años han sido motivo de estudio como

en el Chimborazo (Barba; 2006; Bernard et al., 2008) y el Tungurahua (Bustillos; 2008), aunque otros no son aún diferenciados y podrían representar eventos recientes. La frecuencia de este tipo de actividad volcánica es relativamente baja, pero la magnitud del simple evento es generalmente grande y peligrosa (Ui et al., 2000),

3.1.1. La inestabilidad de un edificio volcánico y el fenómeno del colapso sectorial

Un edificio volcánico experimenta procesos que lo hacen poco estable a través del tiempo, estos procesos podrían interactuar en conjunto para producir un potencial colapso sectorial, McGuire; (1996), define a la inestabilidad volcánica como la condición dentro de la cual un edificio volcánico se ha desestabilizado a un grado suficiente como para incrementar la probabilidad de un fallamiento estructural de todo o parte del edificio; en efecto la desestabilización podría ser repentina como el caso del Mount St. Helens (Siebert; 2002) o repetitiva como en el volcán Shiveluch en Rusia (Belousov et al., 1999).

Dos elementos están ligados para producir el colapso sectorial de un edificio volcánico (McGuire; 1996, 2003), la inestabilidad estructural y un mecanismo disparador. El debilitamiento del edificio se puede producir por diferentes factores (Figura 3.1) como; el crecimiento de los flancos del volcán, cuyo ángulo de pendiente es muy alto; la fragilización a largo o mediano plazo de las rocas que constituyen el volcán, debido a fallas, actividad tectónica, alteración hidrotermal; los cambios morfológicos a corto plazo por actividad tectónica o intrusiones magmáticas importantes; etc. Los mecanismos disparadores del colapso estructural son relativamente instantáneos y pueden ser externos, como la actividad tectónica de fallas de basamento expresada en terremotos; agentes climáticos como las lluvias torrenciales; e internos como los terremotos volcanogénicos y las intrusiones de magmas que cambian las condiciones de presión de poro en las rocas adyacentes.

La inclinación del basamento (con sus diferentes tipos de litologías) y los sistemas de esfuerzos tectónicos locales y regionales podrían controlar la dirección del colapso e incluso ser determinantes en la velocidad y mecanismos de emplazamiento de una avalancha de escombros. Aunque los estrato-volcanes son susceptibles a tener colapsos sectoriales en el transcurso de su historia geológica, también se han documentado evidencias en volcanes escudo como los de Hawaii o volcanes extraterrestres como en Marte (McGuire; 1996, Siebert; 2002). Probablemente el número de eventos geológicos de este tipo ocurren unas pocas veces por siglo alrededor del planeta.

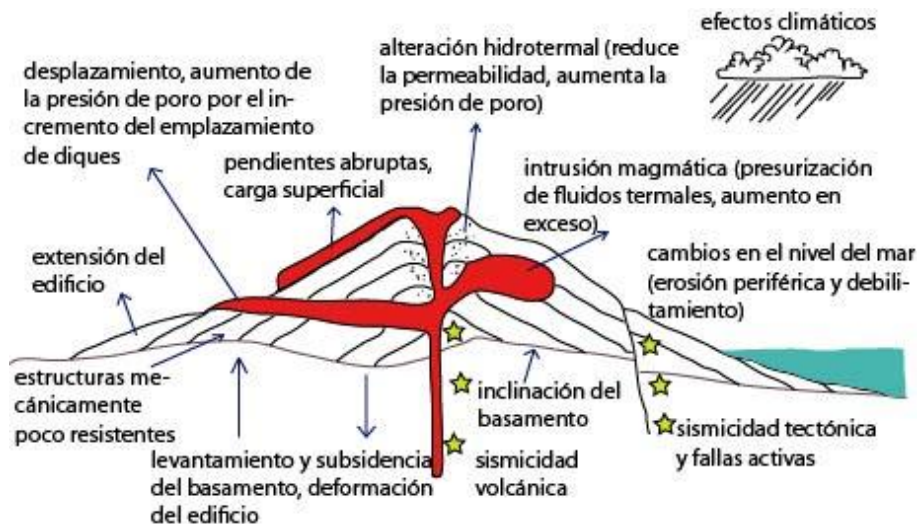


Figura 3.1. Factores que contribuyen a la inestabilidad estructural de un edificio volcánico. Modificado de McGuire; 1996 y Siebert; 2002.

Varios colapsos sectoriales han ocurrido en tiempos históricos, uno de los mejor documentados es el que se produjo en el Mount St. Helens el 18 de mayo de 1980; después de varios meses de terremotos volcanogénicos, erupciones freáticas y deformación por intrusiones magmáticas superficiales, el flanco norte del edificio colapsó, acompañado de un blast o explosión dirigida (producida por la liberación repentina de presión en el sistema hidrotermal-magmático del volcán), el evento catastrófico causó la muerte de personas, atravesando barreras topográficas y destruyendo bosques, carreteras y construcciones; el fenómeno gravitacional alcanzó velocidades de 50 a 80 m/s (Voight et al., 1981). El 15 de Julio de 1888 una avalancha de escombros asociada a una erupción freática se produjo en el volcán Bandai en Japón, los fenómenos asociados a este evento causaron la muerte de muchas personas. En 1792 un flanco del volcán Unzen de Japón (domo Mayuyama) colapsó, debido a un terremoto tectónico; el material deslizado que entró en el mar produjo un tsunami, las víctimas de este evento fueron alrededor de 15,190 en las que se incluye 11,000 causadas por el tsunami.

3.1.2. Terminología descriptiva de los depósitos

Antes de que se ponga en evidencia el fenómeno de avalancha de escombros volcánica, sus depósitos fueron descritos a menudo como flujos de lodo, lahares, flujos piroclásticos e incluso morrenas, debido a la similitud entre sus características texturales, estructurales y morfológicas. Algunas investigaciones ya trataban de definir alguna terminología diferente, por ejemplo; “avalancha de deslizamiento de rocas”, “avalancha volcánica seca” entre otras.

Un depósito de avalancha de escombros volcánica tiene algunas características similares a las de los grandes deslizamientos en terrenos no volcánicos (ej.; depósitos de avalanchas secas no volcánicas), incluso el modo de transporte es básicamente el mismo (Ui; 1983), el cual es determinado principalmente por la gravedad.

Para diferenciar un depósito volcánico de otro es importante tener una terminología que permita describir sus características particulares más importantes, en los siguientes párrafos se enuncia varias de las definiciones que se usan generalmente para describir un depósito de avalancha de escombros y su edificio fuente:

Un depósito de avalancha de escombros es una brecha epiclástica heterogénea, pobremente sorteada y no estratificada, sus clastos o bloques generalmente varían de angulosos a sub-angulosos.

Un “clasto” es una roca dura, su tamaño puede variar desde micrones a decenas de metros. El “bloque de avalancha de escombros” es una parte coherente, no consolidada a pobremente consolidada del edificio volcánico que fue transportada a su lugar de depositación relativamente intacta. Individualmente cada bloque de avalancha de escombros contiene clastos mucho más pequeños (Glicken; 1991). Algunos términos similares son usados para definir los depósitos, Palmer et al., 1991 precisan que un “clasto” (fragmentos de lava, un cristal, sedimento terrígeno o cualquier tipo de roca pre-existente incorporada en el flujo) puede ser descrito como un componente del depósito cuyo tamaño varía entre 2 milímetros y 1 metro, mientras que un “mega-clasto” sería mayor a 1 metro. La “matriz” es cualquier componente del depósito menor a 2 milímetros, la “matriz interclasto” estaría bordeando a los clastos o mega-clastos, su composición es heterogénea; en tanto que la “matriz intraclasto” se presentaría dentro de los clastos o mega-clastos y su composición es monogénica.

La desintegración del material con el cual se constituyen los depósitos también puede describirse, por ejemplo; el rompimiento de clastos individuales es llamado “fracturamiento”, el fracturamiento excesivo de los clastos puede ser llamado “tritución” (Glicken; 1991). Los patrones de fracturamiento entre los clastos son llamados “jigsaw cracks” (fracturas en rompecabezas) (Figura 3.2), los espacios entre estas fracturas varían de milímetros a pocos centímetros; a las aberturas de los jigsaw-cracks que se encuentran rellenas de matriz monogénica intraclasto se las llama “jigsaw-fit”.

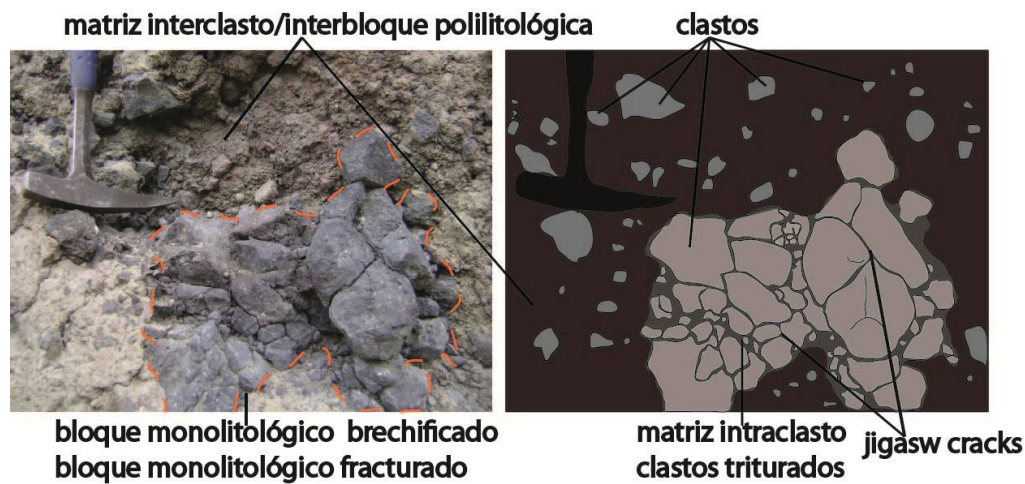


Figura 3.2. Fotografía y esquema de las estructuras jigsaw-cracks y las matrices interclasto e intraclasto. Foto: Francisco Herrera.

En ocasiones grandes segmentos del edificio fuente, llamados “bloques toreva” se deslizan sin sufrir desagregación, estos pueden tener varios kilómetros de extensión y viajan distancias relativamente muy cortas. En la zona de depositación de la avalancha de escombros volcánica queda generalmente grabada una topografía tipo “hummock”, la cual está constituida de lomas generalmente de forma cónica, elíptica u oval y las depresiones entre estas lomas son generalmente estrechas. El “edificio fuente” exhibe una cicatriz de deslizamiento que generalmente tiene forma de herradura.

Las extensas áreas de distribución (280 Km^2 en el volcán Chimborazo) y los espesores de los depósitos, generalmente dan volúmenes que pueden exceder el kilómetro cúbico (2.8 Km^3 en el volcán Mt. St. Helens), aunque existen aquellos que poseen volúmenes menores a 1 Km^3 (0.48 Km^3 en el volcán Unzen). Algunos de los volúmenes de depósitos de avalancha en el arco volcánico ecuatoriano son:

- 11 Km^3 en el volcán Chimborazo (Bernard et al., 2008).
- 10 Km^3 y $2,8 \text{ Km}^3$ en el volcán Tungurahua (Bustillos et al., 2011).
- 4 Km^3 en el volcán Carihuairazo (Ordóñez et al., 2011).

3.1.3. Facies depositacionales

De acuerdo a la literatura relacionada con el fenómeno de avalancha de escombros volcánica, existe cierta terminología para describir las facies de sus depósitos, pero la “facies de bloques” y la “facies de mezcla” son las más comúnmente usadas (Figura 3.3):

- La facies de bloques consiste de bloques de avalancha de escombros, provenientes del edificio o volcán fuente; estos bloques son fragmentos coherentes, no consolidados o

pobremamente consolidados que fueron transportados hasta su lugar de origen relativamente intactos (Glicken; 1991). Los bloques son brechados y auto-soportados; aunque estén deformados y fracturados pueden conservar la estratigrafía relictas del edificio fuente (Palmer et al., 1991; Ui et al., 2000). En esta facies también es posible distinguir bloques pertenecientes al substrato, los que fueron erosionados e incorporados en el emplazamiento de la avalancha (Ui et al., 2000). Los jigsaw cracks son comunes entre bloques de lavas masivas o brechificadas, pero no se conservan en bloques constituidos de material volcánico. El moteado de colores se produce por la yuxtaposición de materiales de diferente composición y/o alteración hidrotermal a diversas escalas, reflejando una mezcla incompleta (Siebert 1984; 2002).

- La facies de mezcla según la terminología de Ui (1983), Glicken (1991), Palmer (1991) y Ui et al., (2000) se refiere a una mezcla de fragmentos volcánicos de litología heterogénea que se encuentran disgregados en una matriz de grano fino (<2 mm) (matriz intraclasto y matriz interclasto). En esta facies se encuentran localmente partes erosionadas que han sido mezcladas al material primario, como, restos de plantas, fragmentos de suelos, gravas fluviales y rocas pertenecientes al basamento. Numerosos clastos pertenecientes a la matriz tienen una composición idéntica a los bloques de la facies de bloques (matriz intraclasto) (Ui y Glicken; 1986).

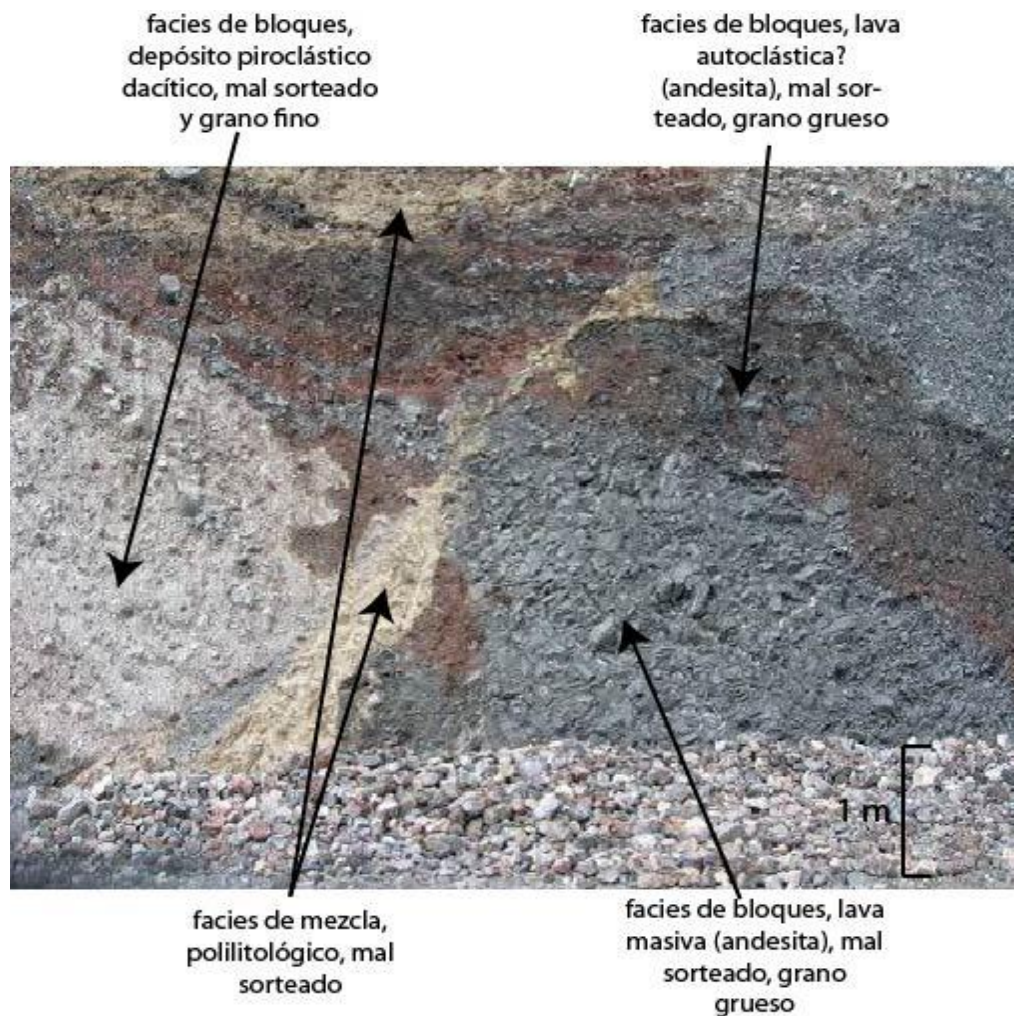


Figura 3.3. Depósito de avalancha de escombros del volcán Imbabura, mostrándose las facies depositacionales. Tomado de Bernard; 2008.

- La facies laharítica (Figura 3.4) o litofacies marginal de Palmer; 1991 está caracterizada por la predominancia de matriz interclasto limosa a arcillosa, los bloques o clastos brechados son redondeados a subredondeados, aunque su presencia es rara; los clastos de origen secundario (carbón, restos vegetales, tefras, suelos, gravas fluviales) son más abundantes. Las avalanchas de escombros se pueden transformar en lahares cohesivos debido a los reservorios de agua contenidos en el material arcilloso de los bloques alterados hidrotermalmente que provienen de edificios volcánicos con glaciares (Vallance; 2000); también cuando las avalanchas se encauzan en redes de drenaje, formando diques y adquiriendo agua.



Figura 3.4. Facies laharítica, rodeando a un bloque (línea entrecortada) en un depósito de avalancha de escombros del volcán Carihuairazo. Tomado de Ordóñez; 2012.

- La facies de bulldozer (Belousov et al., 1999) constituida por bloques de sedimentos fuertemente deformados provenientes del sustrato.

Las facies pueden ser descritas a escalas de mapa y de afloramiento, dividiéndolas o limitándolas entre ellas. Bernard y van Wyk de Vries (2010) han propuesto una descripción para las facies de los depósitos de avalancha de escombros, afrontando varios problemas como la diversidad de terminología de facies en la literatura debido a la presencia de diferentes tipos de roca, texturas y estructuras en los depósitos. Las facies: “derivadas del edificio”, “derivadas del sustrato” y “de mezcla” ayudarían a los cálculos del volumen del material colapsado proveniente del edificio y la cantidad de expansión y erosión durante el emplazamiento de la avalancha. Además la descripción litológica que incluye sus constituyentes físicos (lava, piroclasto, autoclasto, epiclasto, no volcánico), composición (geoquímica, mineralógica y petrológica) y textura (tamaño de grano, redondeamiento, sorteo, forma y fábrica) darían información acerca del estado de pre-colapso, el mecanismo disparador y la naturaleza del transporte.

3.1.4. Características morfológicas

Los depósitos de avalancha de escombros pueden ser reconocidos mediante su morfología superficial más distintiva que es una “topografía hummock”, constituida por un número variable de colinas o lomas (hummocks) acumuladas al pie del edificio fuente y separadas por depresiones estrechas inter-hummocks (Figura 3.5).

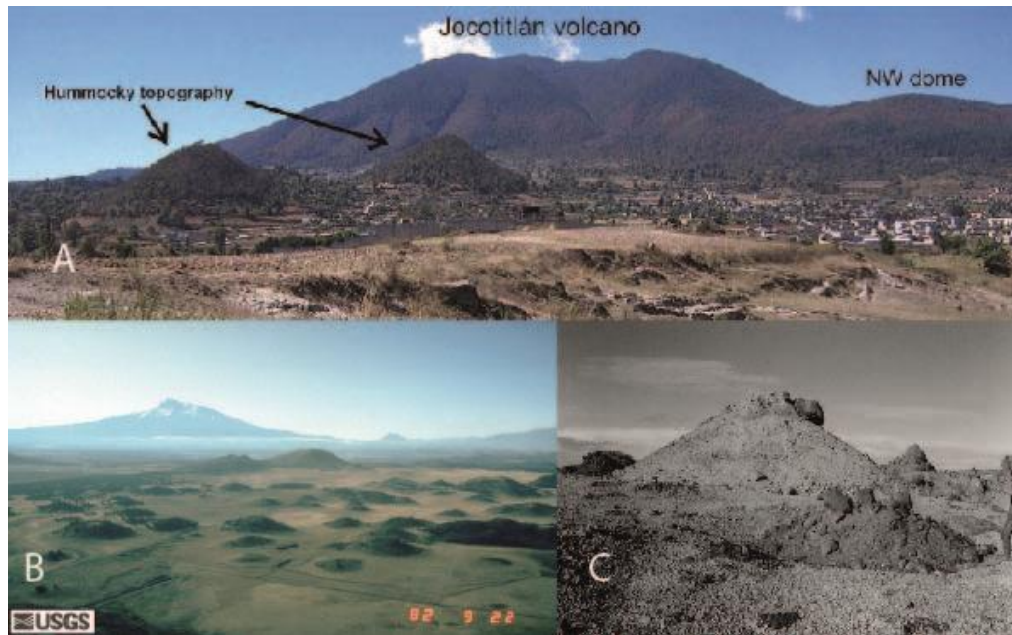


Figura 3.5. A. Volcán Jocotitlán, vista Norte (Salinas y López-Blanco; 2010). B. Topografía hummock del Mt. Shasta (Fotografía USGS, Glicken, 1982) C. Hummocks cónicos de la avalancha de escombros de 1964 en el volcán Shiveluch (Belousov et al., 1999).

Los “hummocks” generalmente disminuyen en tamaño y volumen conforme se alejan de la fuente; su forma es muy variable, encontrándose de forma cónica, redondeada u ovalada, se pueden distribuir alineados radialmente con respecto a la fuente, dependiendo también de que el valle sea, o no, confinado o estrecho. Según Glicken (1991) a los hummocks se los puede clasificar en función de sus facies en tres tipos (Figura 3.6):

Tipo A; que se constituyen de uno o más bloques de avalancha de escombros que pueden alcanzar varios cientos de metros y ocurren en las partes proximales del depósito.

Tipo B; se constituye casi completamente de la facies de mezcla, pequeños bloques triturados son encontrados en este tipo de hummocks. Se localizan en las áreas distales de depósitos de avalancha canalizados y sus dimensiones son menores a los de tipo A.

Tipo C; son hummocks constituidos por bloques de avalancha de escombros que descansan en la facies de mezcla.

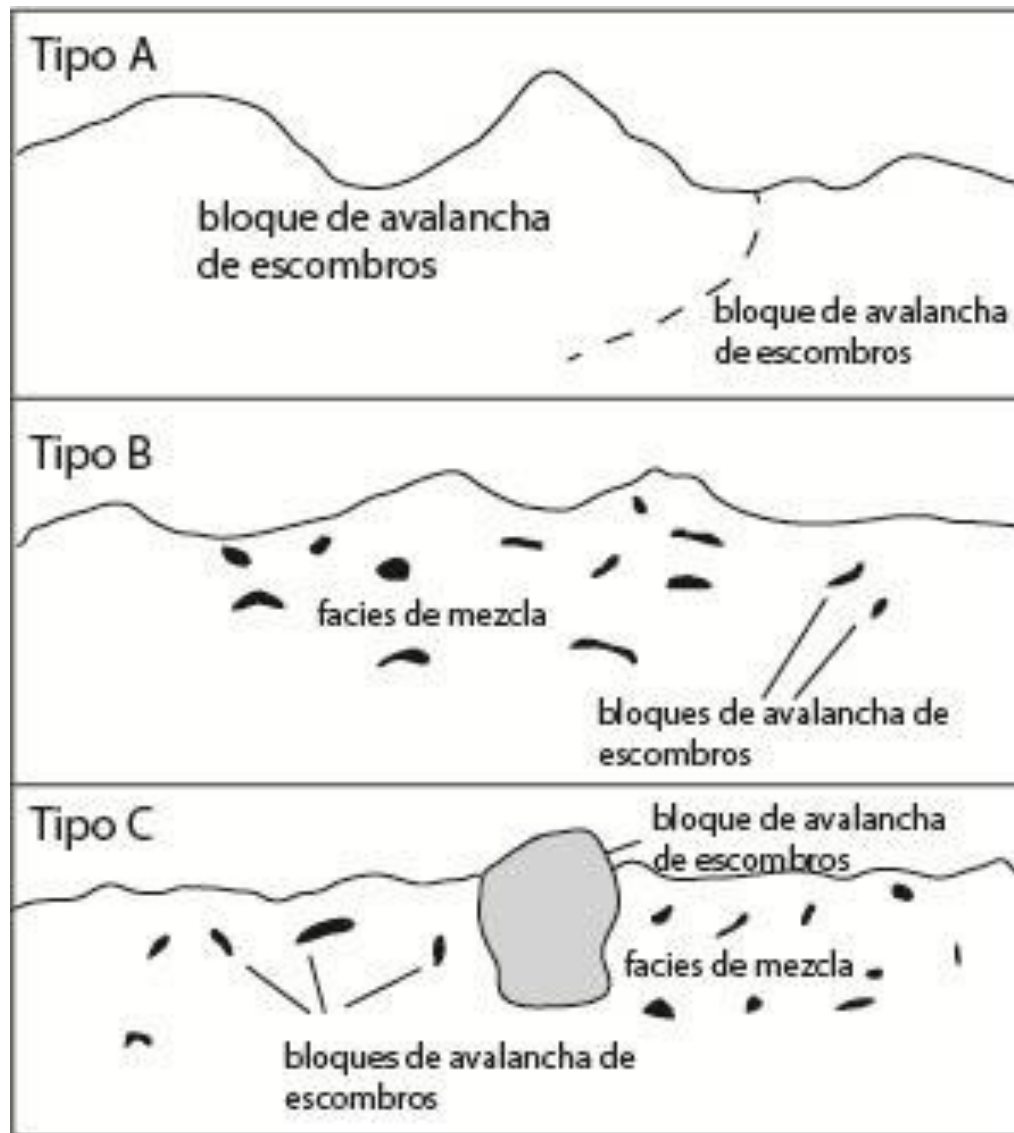


Figura 3.6. Esquema mostrando los tipos de hummocks según Glicken; 1991. Modificado de Glicken; 1991.

Los “ridges” son colinas alargadas, los cuales cuando están alineados paralelamente con la dirección de emplazamiento son longitudinales, en tanto que los ridges que están alineados perpendicularmente a la dirección de flujo son transversales. Los “levees laterales” o “levees naturales” (Ui et al., 2000) son geoformas representativas del emplazamiento de las avalanchas en valles estrechos, su forma es alargada, parecida a la de un ridge, se formaría debido a la interacción del flujo con las paredes del valle (Dufresne y Davies; 2009).

La topografía hummock está sujeta a los procesos erosivos que cambian o desaparecen su morfología, los sistemas de drenaje podrían disectar a los depósitos en estrechos cañones dejando una sucesión de terrazas (Yoshida et al., 2012).

Otra característica morfológica de las avalanchas de escombros volcánicas es la “cicatriz de deslizamiento” que es una depresión con una apertura en dirección del colapso y limitada por paredes sub-paralelas que terminan en un piso de relativamente bajo ángulo (Siebert; 1984). Aunque su forma y tamaño varían de un edificio a otro, generalmente se evidencia una forma semi-circular o de anfiteatro (forma en “U” o herradura) (Figura 3.7), el diámetro medido perpendicularmente a la apertura de la cicatriz estaría entre 1 y 3 Km (Siebert; 1984).

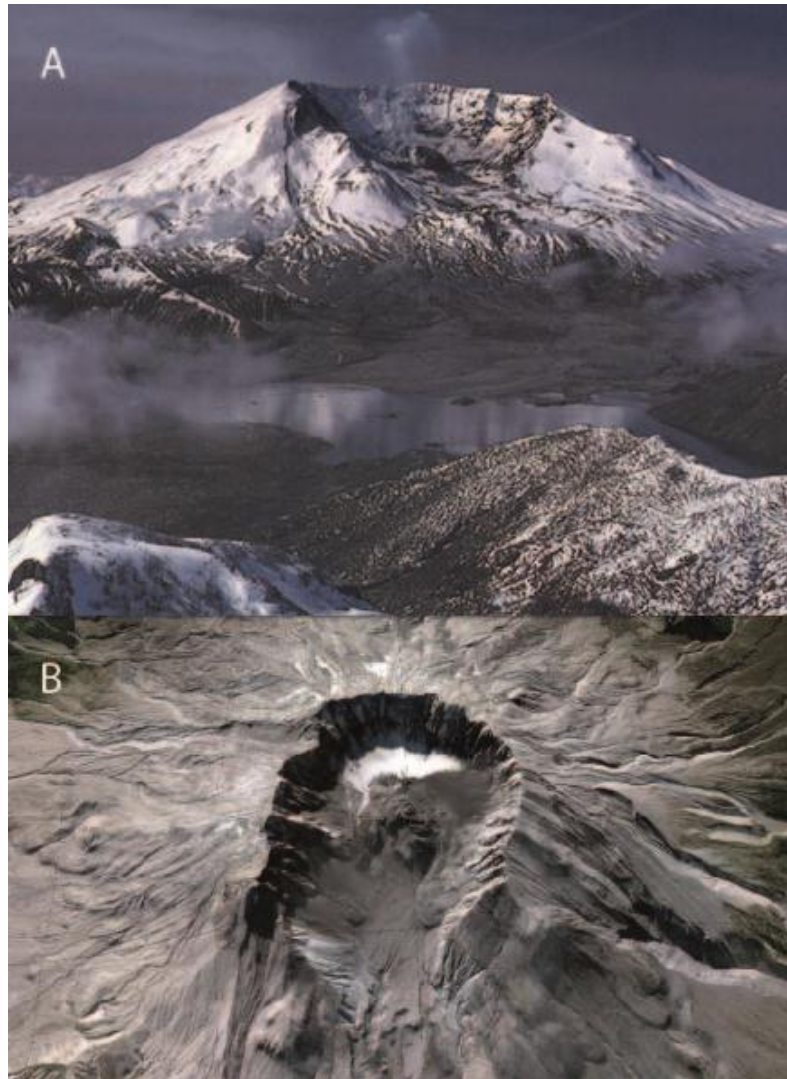


Figura 3.7. A. Fotografía de la cicatriz de deslizamiento del colapso sectorial de 1980 del Mt. St. Helens (por Lyn Topinka-USGS, 1981). B. Imagen de la cicatriz de colapso del Mt. St. Helens, se evidencia su forma de herradura (Imagen Google Earth).

La cicatriz de deslizamiento está expuesta a modificaciones en su aspecto o incluso su desaparición debido a procesos exógenos como la erosión glaciática o la actividad volcánica posterior al colapso sectorial representada por el crecimiento de domos de lava, derrames de lava y piroclastos (Ui;

1983). Existe una correlación muy cercana entre el volumen de los depósitos y el volumen de masa perdido que ocuparía la cicatriz de deslizamiento, entendiéndose que la formación de la depresión se da en un evento masivo (Siebert; 1984).

La “cicatriz de deslizamiento” difiere de las calderas de colapso que a menudo tiene una forma sub-circular a elíptica y cuyo diámetro es mayor. Las calderas de erosión son diferentes ya que su abertura es más estrecha con respecto a su ancho máximo.

3.1.5. Estructuras y mecanismos de emplazamiento

Las grandes masas deslizadas en una avalancha de escombros volcánica presentan una gran movilidad que puede ser comparada con la de flujos piroclásticos o flujos de escombros y la distancia que alcanza el flujo depende de varios factores como el confinamiento y tipo de material del valle en el cual se emplaza, la cantidad de agua presente durante y después del emplazamiento, el volumen del material, etc. En la literatura se analizan diversos parámetros cuantificables para entender la movilidad del fenómeno, como el coeficiente de fricción aparente que se expresa por medio de la relación H/L (Figura 3.8), dónde H es la diferencia de altitudes entre la cima pre-colapso y la posición terminal de la avalancha, y L es la distancia recorrida por el flujo; los valores generalmente obtenidos de ésta relación para las avalanchas de escombros volcánicas están entre 0.2 a 0.06 (Ui et al., 2000).

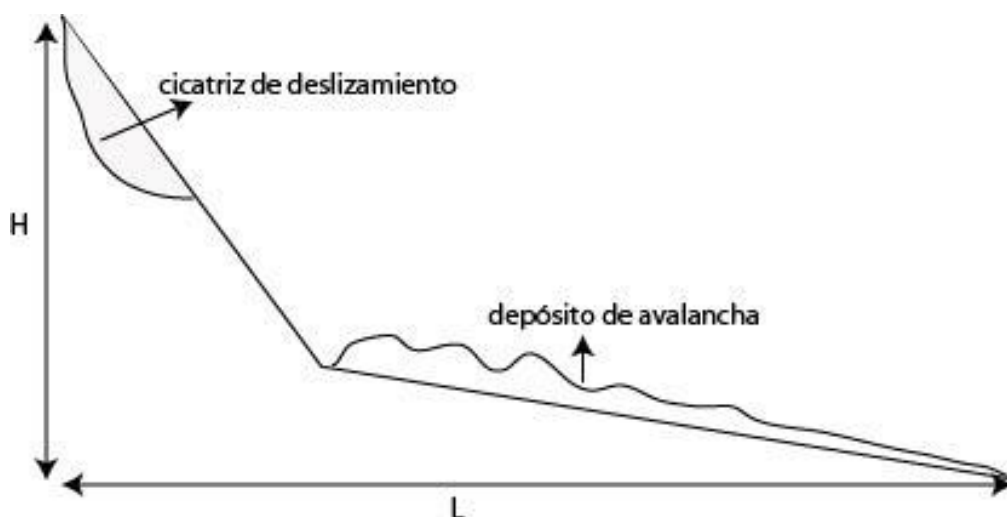


Figura 3.8. Esquema que muestra los parámetros H y L para un deslizamiento volcánico y su depósito. Modificado de Legros; 2002.

La significancia física de los datos de H , L , Área (A), Volumen (V) que se obtienen mediante la cartografía de los depósitos de avalancha son comparados por medio de análisis bivariantes en los que se ha notado que el ploteo de H vs L , H vs A , H vs V , L vs A , L vs V y A vs V dan relaciones

lineales positivas, pero el ploteo que mejor resultado ofrece es L vs A y A vs V (Bernard; 2008) (Figura 3.9), lo que hace pensar que la distancia recorrida está relacionada más con el volumen del depósito que con su altura de caída (Siebert; 1984, Legros; 2002).

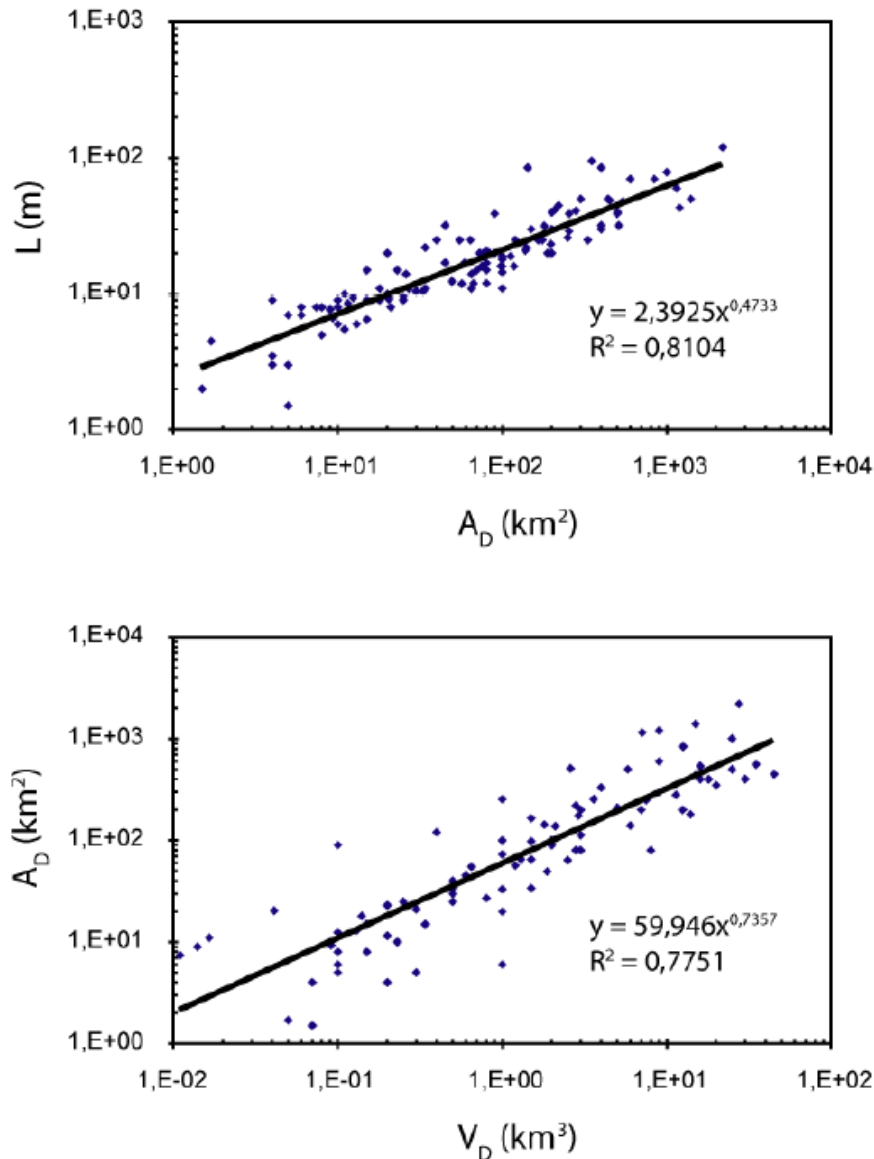


Figura 3.9. Gráficas que muestran las mejores relaciones lineales para L vs A y A vs V en depósitos de avalanchas de escombros volcánicas. Tomado de Bernard; 2008.

La distancia alcanzada por las avalanchas de escombros volcánicas se podría explicar por la expansión de su volumen en el terreno y su gran movilidad se explicaría por la presencia de material volcaniclastico fragmentado dentro del edificio volcánico y/o por las explosiones freáticas disparadas por el rápido decrecimiento de la presión confinante al momento del deslizamiento (Ui et al., 2000). Cuando el flujo de avalancha se transforma en lahar debido a la saturación de agua

durante el emplazamiento en valles o por la removilización luego del rompimiento de diques, alcanza distancias mucho más lejanas de lo esperado.

3.1.5.1. Estructuras

En un depósito de avalancha de escombros volcánica se pueden encontrar varias estructuras que se forman antes o durante su emplazamiento:

- Fallas normales (Figura 3.10), inversas y de desplazamiento de rumbo que pueden estar afectando el substrato, el contacto substrato-avalancha y al mismo depósito. Los hummocks se podrían formar como un sistema de horst y graben que durante su expansión darían lugar al origen de fallas normales, mientras que las fallas inversas pueden formarse al chocar los bloques de avalancha contra obstáculos topográficos o durante la desaceleración del flujo; debido a esfuerzos cortantes causados por la interacción de la avalancha con el substrato se formarían las estructuras de base.



Figura 3.10. Depósito de avalancha de escombros Escuintla proveniente del volcán Fuego en Guatemala. Nótese el moteado de colores y las fallas que afectan a los bloques de avalancha (flujos de lava y unidades piroclásticas). Foto Lee Siebert, 1988 (Smithsonian Institution). Siebert; 1996.

- Cizallamientos dúctiles en la base y en el cuerpo de la avalancha, estructuras tipo “boudinage” (Figura 3.11) y bandeamientos a veces cortados por fallas laterales. Las

estructuras bandeadas en la facies de bloques podrían ser el resultado de un comportamiento laminar en el flujo.

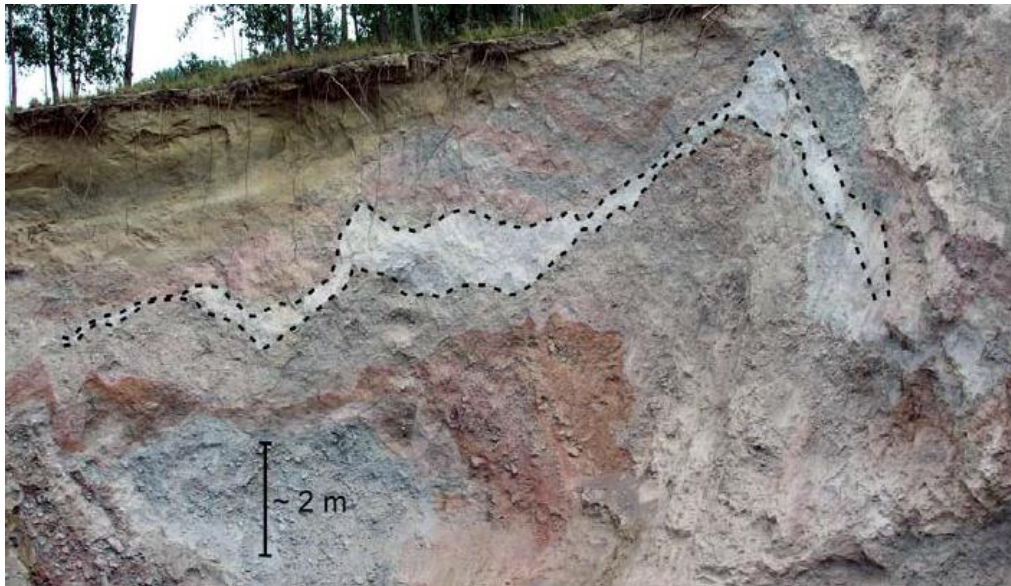


Figura 3.11. Estructura en boudinage existente en el depósito de avalancha de escombros del Chimborazo. Tomado de Bernard; 2008.

- Penetración del sustrato en el contacto de base (Figura 3.12) y en bloques de la avalancha e inyecciones de la matriz en la red de fracturas (jigsaw-cracks-jigsaw-fits) de la avalancha.

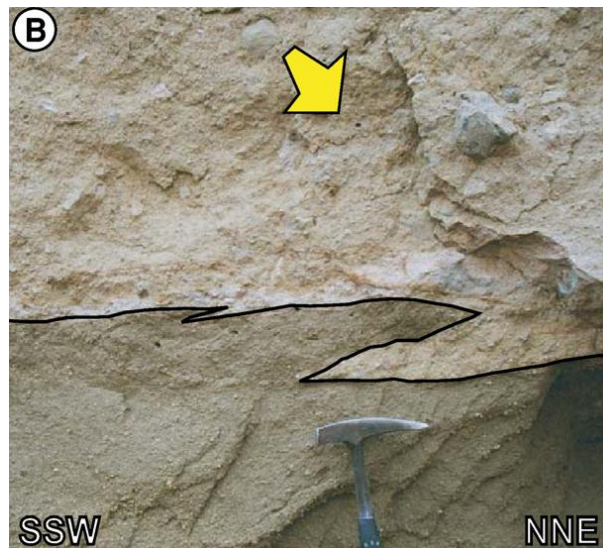


Figura 3.12. Incorporación del sustrato en zona de cizalla. Depósito de avalancha de escombros del Chimborazo. La flecha amarilla señala dirección de transporte. Tomado de Bernard et al., 2008.

- Existen clastos y bloques que presentan bordes o superficies pulidas y desgastadas (slickensides) que indicarían un proceso de abrasión durante el transporte; pero también pueden hallarse marcas de impacto. La red de fracturas jigsaw-cracks sugerirían procesos colisionales durante el transporte.

3.1.5.2. Mecanismos de transporte y emplazamiento

Las características de una avalancha de escombros varían según varios factores relacionados a la forma del valle de depositación (Palmer et al., 1991, Takarada et al., 1999, Keigler et al., 2011); por ejemplo:

- En valles estrechos y confinados los mega-clastos pueden ser transportados más lejos que aquellos que se depositan en grandes planicies; además las distancias de recorrido suelen ser más largas.
- La forma del flujo cambia sea el caso cuando la avalancha se encuentra con una planicie (forma de abanico) o con un valle confinado (forma de lengua y segmentos estrechos).
- Los espesores de una de avalancha depositada en una gran planicie tienden a ser menores que los de la depositada en un valle estrecho.
- La distribución geográfica de las facies también varía en relación al tipo de valle en el cual se emplace la avalancha.

Existe un número considerable de modelos para explicar la alta movilidad de las avalanchas de escombros (Ui et al., 2000), ellos pueden basarse en la geomorfología del depósito, evidencia geológica de campo expresada en las estructuras, composición, área y volumen. Entre estos modelos se encuentran aquellos que proponen que la dinámica se debe a una capa de aire que cumple el mecanismo de lubricación, la cual explica el gran alcance longitudinal y las características morfológicas y sedimentológicas de una avalancha de escombros.

Otro mecanismo se relaciona con el contacto grano-grano de un flujo granular en el que la presencia de un polvo intersticial reduciría la resistencia a la fricción de la avalancha emplazada. También existen modelos analógicos que comparan las características de una avalancha encontradas en la naturaleza con la simulación en laboratorio (Andrade y van Wyk de Vries; 2010).

Según datos de campo de ciertas avalanchas se sugieren modelos de flujos granulares no turbulentos (laminares), pero también otras flujos turbulentos. Hay modelos en los que se propone un modelo de “plug flow” para el transporte las avalanchas de escombros, basándose principalmente en el comportamiento de flujo Bingham (requieren la existencia de cantidades significativas de esfuerzos cortantes antes de que comience el flujo). En la Figura 3.13 se muestra

el modelo de emplazamiento y transporte propuesto por Takarada et al., 1999 para dos avalanchas de escombros confinadas en valles estrechos. La primera etapa correspondería al deslizamiento de las partes inestables del edificio, los mega-bloques de avalancha adquieren una velocidad muy baja y el desarrollo de matriz es también muy reducido. Conforme el flujo adquiere velocidad, los mega-bloques se disgregan debido a los esfuerzos cizallantes y la fricción producidos por el contacto bloque-sustrato, haciendo que la matriz aumente en volumen; otro fenómeno importante para el aumento de la matriz en esta etapa es la erosión e incorporación del material que constituyen las paredes y el piso del valle. Los bloques son transportados como cuerpos semi-rígidos en una capa laminar límite (en la base y margen del flujo) donde continúa la erosión y la deformación. Finalmente cuando ocurre una disminución de pendiente y desaceleración del flujo, ocurre la etapa de depositación, en la cual los bloques han disminuido el tamaño por la disgregación. Todas las características texturales y estructurales son conservadas como aspectos que confirman este modelo.

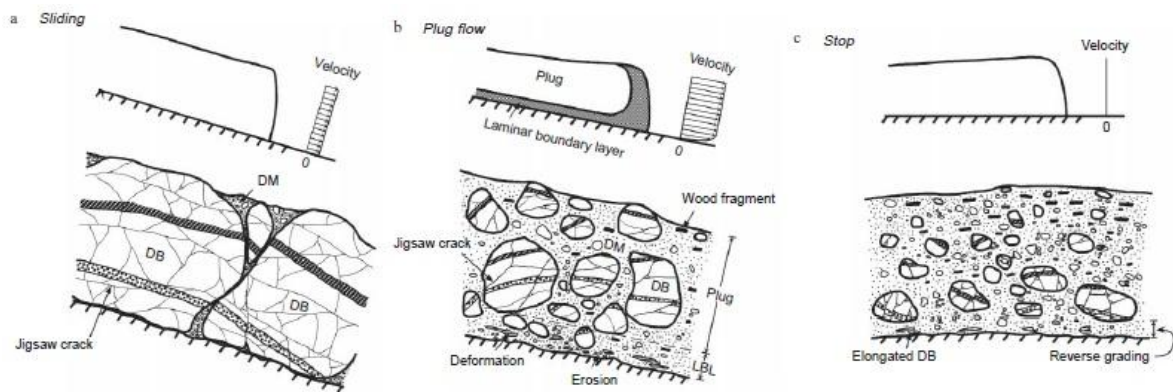


Figura 3.13. Modelo de emplazamiento y transporte para las avalanchas de escombros de Iwasegawa y Kaida en Japón. a) Etapa de deslizamiento inicial. b) Etapa de transporte (plug flow); LBL (capa laminar límite). c) Etapa de depositación. Tomado de Takarada et al., 1999.

3.2. Particularidades de los depósitos de avalanchas de escombros en el tramo Píllaro-Patate

En esta sección se describirán varias de las características de los depósitos de avalancha de escombros en el área de estudio. Todas estas características fueron obtenidas de la cartografía geológica realizada en la zona, las descripciones se concentrarán en el depósito que presenta las mejores condiciones para su interpretación. Los depósitos fueron llamados indistintamente DA1 y DA2.

3.2.1. Distribución geográfica de los depósitos

El depósito (DA1) aflora un poco antes de la unión de las Quebradas Lluctupi y Tiván, al SE de El Sucre en la vía Tontapi-Sucre, también se la encuentra a lo largo de las riberas del río Blanco, también en los cortes de la vía Patate-Tontapi.

La distribución del principal depósito (DA2) es bastante amplia en el sector; hacia el Norte se localizan afloramientos que se distribuyen al pie del Cerro Quinuales, Loma Cruz Pata, en el estrecho cañón del río Pucahuaico, en su unión con los ríos Corazón y Patate aflora en terrazas altas, Se lo encuentra en el flanco y pie Sur del cerro Huicutambo, la población de Baquerizo Moreno y Plazuela, más hacia el Este la parroquia de Emilio María Terán, Loma Andahualo, Loma Rumipamba Chiquito, Hacienda Quillán Alemania. Al Sur la distribución es más encausada por los flancos del río Patate en forma de terrazas altas pegadas al Cerro Nitón en los bordes izquierdo y derecho del río; los principales poblados son Los Andes, Tontapi, Río Blanco, La Clementina, finalmente se la encuentra al pie de la Loma Terremoto cerca de Patate Viejo. Esta distribución areal está muy ligada a la paleo-topografía y sus barreras morfológicas. En la vía Emilio Terán-San Miguelito aflora con espesores entre 0.45 y 1.5 metros.

3.2.2. Características Morfológicas

Los rasgos morfológicos más característicos de los depósitos han sido cambiados por los procesos erosivos, sin embargo aún se pueden encontrar evidencias que permiten su interpretación, sobre todo en DA2.

3.2.2.1. Características morfológicas de DA1

Este depósito de avalancha presenta formas que se acoplan a la morfología preexistente, ha sido disectado en gran proporción, se lo encuentra en el drenaje del río Blanco en su cañón formado por la Loma Colcas y la loma sobre la que se asienta el poblado de Poatug; el depósito hace que las laderas de estas lomas sean un poco suavizadas en forma de terrazas colgadas (Figura 3.14), más al Sur se lo encuentra enchapado en la pared y pie de la loma sobre la que se asienta la población de Mundug, presentando características de terrazas.

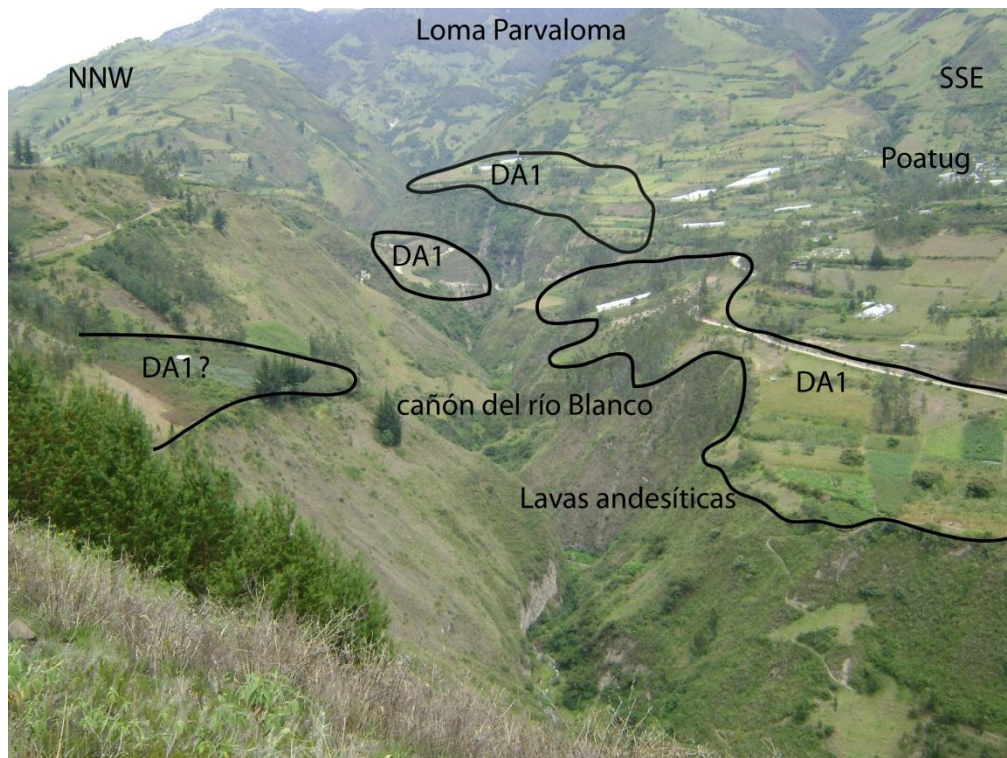


Figura 3.14. Morfología de terrazas colgadas en DA1, la base del cañón está conformado por flujos de lava andesíticos. Nótese el grado de disección en la zona. Foto: Francisco Herrera.

Debido al grado de erosión del depósito no fue posible determinar su probable fuente de generación y la correspondiente cicatriz de colapso, aunque existen elevaciones que presentan escarpes abiertos hacia el occidente como Loma Parvaloma (Figura 3.14) y Loma Pucará.

3.2.2.2. Características morfológicas de DA2

Este depósito de avalancha de escombros, a pesar de su grado de erosión muestra características que han permitido definirlo de una manera más sistemática. En el área que comprende el límite Sur de Lagarto Cocha y el poblado de Baquerizo Moreno (3120 msnm -2640 msnm; respectivamente) se presentan una morfología tipo hummock (Figura 3.15); las lomas tienen cimas redondeadas con pendientes muy suavizadas (10-20%), sus flancos muestran pendientes entre 50 a 60% y terminan en depresiones inter-hummocks, este grupo geomorfológico sigue una dirección al SW, limita al Sur por el valle del río Corazón y la confluencia de los ríos Corazón-Pucahuaico, mientras el límite Norte está constituido por el corte del cañón del río Pucahuaico que ha dejado una marcada disección en el depósito. Las alturas de estas lomas comprenden entre 80-200 metros aproximadamente.

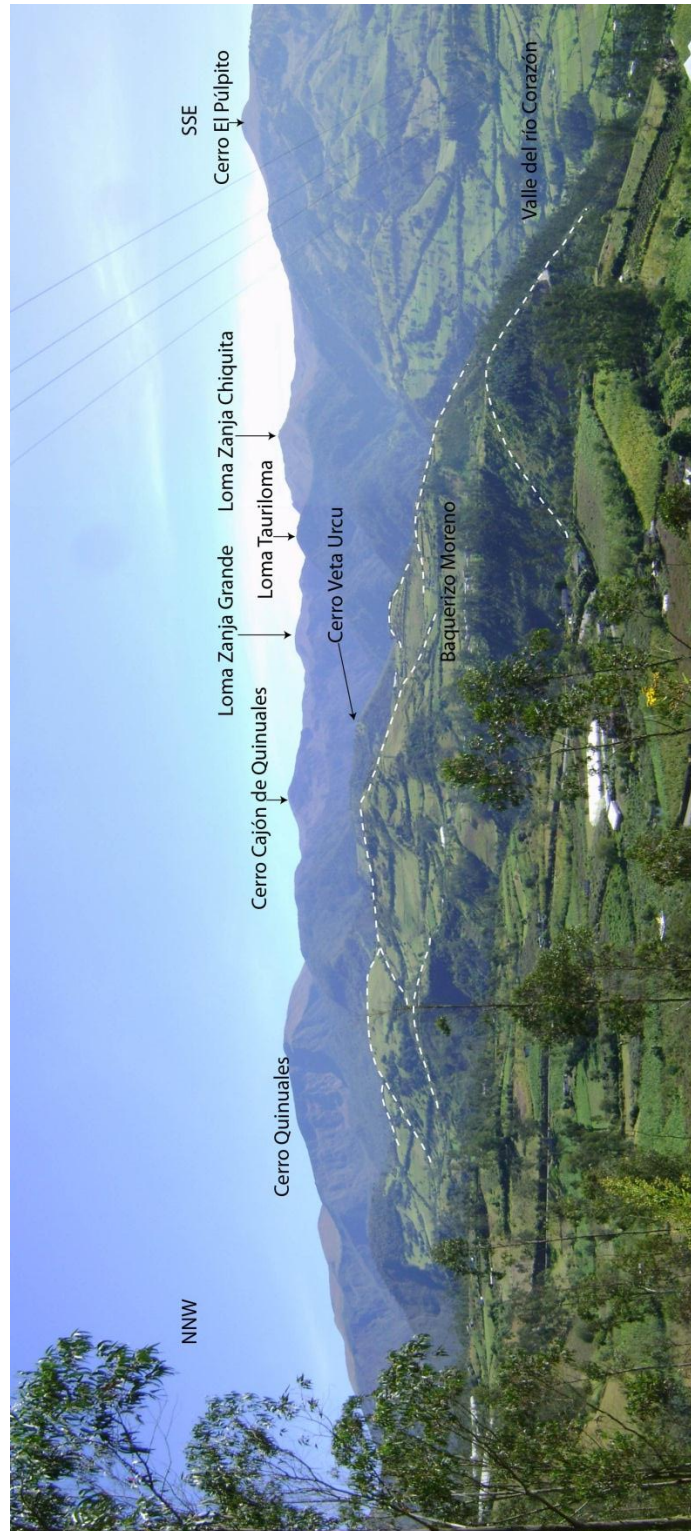


Figura 3.15. Panorámica en la que se observa la morfología tipo hummocks (líneas entrecortadas blancas) de DA2, Baquerizo Moreno se encuentra en una depresión inter-hummock. Obsérvese también las diferentes elevaciones en la Cordillera, presentan flancos escarpados y cimas erosionadas. Foto: Francisco Herrera.

Al extremo Sur-occidental de DA1 en la población de Emilio María Terán existen dos lomas alargadas (Loma Andahualo y Loma Rumipamba Chiquito) que muestran características de ridges longitudinales (Figura 3.16), ya que poseen ejes alargados de ~900 metros con dirección ~S40°W, estarían asociados con la dirección de emplazamiento de la avalancha. Entre estos dos ridges se encuentra una depresión de al menos 250 metros de ancho (Figura 3.17) y pendientes que varían entre 0 a 20%. Las cimas que presentan los ridges son algo aplanadas con pendientes de 0 a 20%, los flancos tienen pendientes entre 40 y 80%. La altura de Loma Andahualo es de ~80 metros y de la Loma Rumipamba Chiquito ~40 metros.



Figura 3.16. Se observa ridge y depresión inter-hummock, fotografía tomada desde Loma Andahualo. Foto: Francisco Herrera.

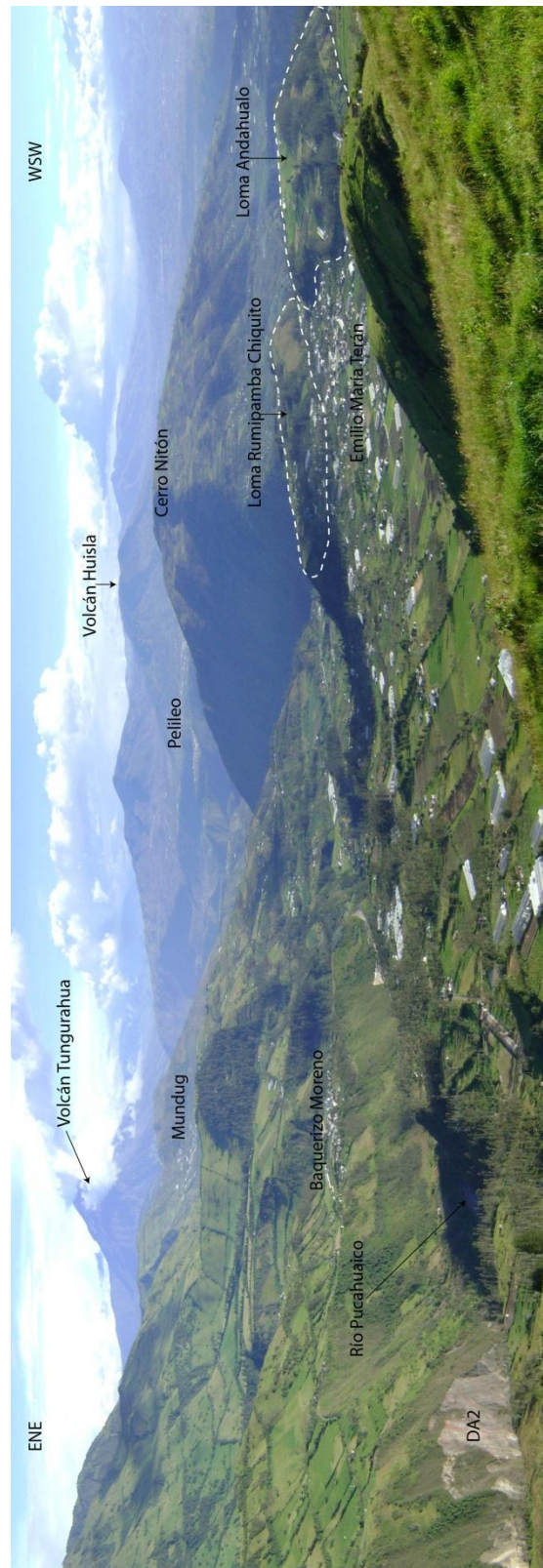


Figura 3.17. Panorámica en la que se observan los ridges longitudinales conformados por las lomas Andahualo y Rumipamba Chiquito. Obsérvese la morfología ligeramente ondulada en la población de Emilio María Terán. Foto: Francisco Herrera.

Entre Emilio Terán y Saguancocha el relieve superficial que presenta DA2 es de plano o ligeramente ondulado (pendientes 0-20%), causado principalmente por la erosión y depósitos de flujo de lodo. Los límites en este sector lo forman el encañonado del río Pucahuaico al Sur, donde se caracteriza por tener terrazas altas de ~100 metros con escarpes de pendientes abruptas; y al Norte el límite estructural conformado por flanco Sur del Cerro Huicutambo, además dónde se asientan Porotopungu y La Esperanza.

Luego de seguir una dirección aproximada SW, DA2 cambia de rumbo, aproximadamente en la confluencia entre los ríos Pucahuaico y Patate, continúa hacia el S por lo que actualmente es el cauce del río Patate, llegando cerca de Patate Viejo. En este trayecto la avalancha se caracteriza por tener terrazas altas que están acomodadas según el confinamiento del valle, disminuyendo de espesor conforme río abajo.

Las terrazas de DA2 sobre las que se asientan las poblaciones de Cuzatahua y Los Andes tienen superficies aplanadas (pendientes de 0 a 20%) debido a las capas de al menos cuatro depósitos de flujos de lodo que en conjunto tienen espesores de 15 a 20 metros; en esta área el espesor de DA2 está entre 50 a 60 metros (Figura 3.18) y están disectadas por el río Pucahuaico, formando escarpes de pendientes que exceden el 80%.

Más al Sur existen terrazas que siguen la morfología del confinamiento del valle, en el flanco derecho del río Patate están pegadas al pie del Cerro Nitón y en el flanco derecho son menos notables, pero están conformando parte del flanco de la Loma Colcas y donde se encuentra Tontapi, donde alcanza alturas de hasta 200 metros sobre el nivel del río. En este tramo la terraza más extensa en área es aquella que ocupa el caserío La Clementina (Figura 3.19), con espesores aproximados de 20 a 30 metros, la superficie tiene pendientes entre 0% a 30%, los escarpes al flanco del río tienen pendientes que pueden variar entre 60% a mayores de 80%. Finalmente se encuentra terrazas distales pertenecientes a DA2 al Sur de Patate (Figura 3.20), ellas presentan espesores de 15 a 20 metros y superficies planas (pendientes 0 a 10%).



Figura 3.18. Se aprecia las terrazas de DA2, existe una disección importante por el río Pucahuaico, expresada en un cañón con escarpes de alta pendiente. Foto: Francisco Herrera.



Figura 3.19. Terrazas que constituyen DA2, siguiendo la forma confinada del valle, obsérvese los escarpes de deslizamiento al fondo de la fotografía. Foto: Francisco Herrera.



Figura 3.20. Terrazas distales de DA2, se puede apreciar que la superficie tiene una ligera inclinación hacia el Sur. Foto: Francisco Herrera.

Según los datos del mapeo geológico se nota claramente que DA2 en su parte proximal está conformada por una morfología tipo hummock y grandes terrazas. La vista en planta de DA2 señala una forma de “abanico” que se abre hasta el Cerro Nitón, luego hacia el Sur toma una forma elongada, siguiendo la topografía confinada en forma de terrazas (ver mapa geológico).

Se interpreta que la cicatriz de deslizamiento estaría ubicada en la gran abertura que despliega hacia el occidente el Cerro Quinuales (Figuras 3.21 y 3.22), limitada al Norte por el escarpe del Cerro Huicutambo y al Sur por los Cerros Corazón y Veta Urcu. El Quinuales presenta un escarpe de ~1.6 Km de ancho o apertura, entre 200 y 250 metros de alto, sus pendientes exceden el 80%. Al pie del escarpe la morfología se caracteriza por tener lomas muy disectadas por las quebradas (Quebrada León Sacha), gran cantidad de material coluvial se acumula entre ellas, las pendientes varían de 50 a 70%, haciéndose más suaves en el sector de Lagarto Cocha (10-30%). No se puede apreciar una forma típica de “caldera de deslizamiento” de una avalancha de escombros, quizá debido a la forma original del edificio que no es de un estrato-volcán o probablemente a la erosión que deja modificaciones importantes en el tiempo.



Figura 3.21. Se aprecia lo que se interpreta como cicatriz de deslizamiento. Escarpe entre 200 a 250 metros en cuyo pie la morfología y pendiente cambian abruptamente. Rectángulo amarillo representa el lugar de dónde fue tomada la fotografía de la Figura 3.22. Foto: Francisco Herrera.



Figura 3.22. Gran abertura al pie del escarpe del Cerro Quinuales hacia el occidente. Nótese la gran disección existente en el área. Foto: Francisco Herrera.

3.2.3. Facies depositacionales

3.2.3.1. Facies en DA1

Este depósito de avalancha de escombros presenta la facies de bloques y la facies de mezcla. La variación y cantidad de una u otra facies varía entre afloramientos muy cercanos. La facies de bloques (Figura 3.23) está constituida por brechas heterolitológicas, clasto-soportadas, de grano medio a grueso y mal sorteo; los fragmentos de roca son angulosos a subangulosos con tamaños entre pocos centímetros hasta >1.5 metros, también existen clastos triturados que no han preservado la estructura de jigsaw-cracks y una matriz monolitológica intraclasto que se localiza entre las fracturas. La petrografía constituyente más característica del depósito en esta facies son rocas andesitas básicas con textura hialocristalina en las que no se observan fenocristales en muestras de mano y tienen fractura algo concoidea, también se presentan andesitas de colores gris-rojizo a rojizo con fenocristales de plagioclasas ehedrales alineadas y vesículas elongadas a redondeadas en un 30%, además se encuentra una roca de color blanco a gris blanquecino que tiene las características de una toba soldada, se encuentran fenocristales de plagioclasa y biotita negra y café en cristales ehedrales a subhedrales en menor proporción; ésta última roca podría ser constituyente de bloques incorporados durante el emplazamiento, ya que en el sector existen depósitos de flujos piroclásticos que poseen rocas con las mismas características.

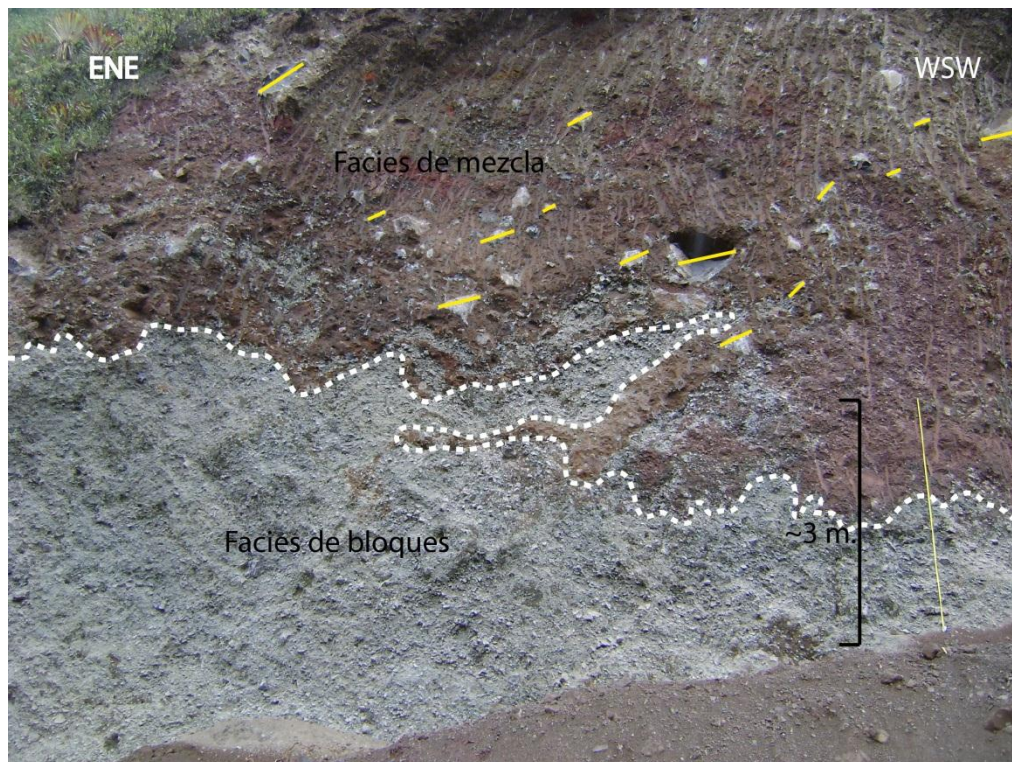


Figura 3.23. Afloramiento de DA1 que muestra la facies de bloques y la facies de mezcla, en la cual se puede observar estructuras de imbricación (líneas amarillas) en ciertos clastos. (UTM: 779723; 9859841, ALT: 2552 msnm; vía Sucre-Poatug). Foto: Francisco Herrera.

La facies de mezcla de DA1 (Figura 3.24) tiene características de una brecha volcánica matriz-soportada (~75% de matriz), heterolitológica, muy mal sorteada, con diferente mezcla de colores debido a la mezcla incompleta de rocas de diferente tipo, los clastos constituyentes son rocas de la misma composición que la facies de bloques, además tiene clastos de gravas y tobas blancas y amarillentas que podrían haber sido incorporadas en el flujo de la avalancha. La matriz interclasto de un afloramiento (UTM: 778942; 9858927) fue vista bajo el microscopio binocular, encontrándose clastos andesíticos rojizos a gris rojizos vesiculares con fenocristales de plagioclasa, clastos andesíticos grises <2 mm., clastos de gravas y restos de tobas de color amarillento, cristaloclastos (<2 mm.) de piroxeno, anfíbol, plagioclasa, biotita y vidrio volcánico verdoso. Los clastos andesíticos tienen formas subredondeadas a subangulosas, no se evidenció material orgánico. En transición a facies de mezcla y en yuxtaposición con la facies de bloque (UTM: 779723; 9859841) se encuentra una matriz de color rojiza areno-limosa, en la que se encuentran clastos subangulosos imbricados (Figura 3.23).



Figura 3.24. Afloramiento de DA1 en su facies de mezcla, se observa una brecha matriz-soportada que tiene litología similar a la facies de bloque y material del sustrato incorporado (tobas y gravas). Nótese los clastos rojos que no han sido disgregados completamente dentro de la matriz

interclasto. (UTM: 778942, 9858927; ALT: 2339 msnm; Río Blanco, cerca de vía Poatug-Patate). Foto: Francisco Herrera.

3.2.3.2. Facies en DA2

Este depósito de avalancha de escombros con sus afloramientos ha permitido hacer observaciones de sus facies depositacionales y texturales, encontrándose las facies de bloques y mezcla. La facies de bloques (Figura 3.25) se la encuentra en sectores proximales de la avalancha de escombros, se caracteriza por tener bloques que fueron derivados del edificio colapsado (lavas masivas, lavas autoclásticas, depósitos piroclásticos, flujos de escombros) (~6 m de diámetro), bloques poco consolidados que probablemente provienen del sustrato como sedimentos lacustres y fluviales, depósitos de flujos de lodo, cangahua). Los bloques son brechados, auto-soportados, presentan deformaciones pero conservan en ciertos casos la estratigrafía relictas del edificio. La facies de bloques que está constituida por bloques de lavas masivas y autoclásticas brechadas (Figuras 3.25 y 3.26) en general son clasto-soportadas con yuxtaposición de colores rojizos y grises y violetas, se puede encontrar coloraciones ladrillo, amarillentas, cafés debido a diferentes grados de alteración hidrotermal de las rocas. Una matriz intraclasto monolitológica areno-limosa está constituida dentro de los clastos que no han sido disgregados o también está presente en sectores donde la roca ha sido triturada sin haber preservado las estructuras jigsaw-cracks. Los clastos son angulosos a subredondeados (~2 cm--2 m de diámetro), para clastos entre 2 cm y 2 mm, se puede observar que los que provienen de lavas masivas tienen una gran angulosidad y los que provienen de lavas autobrechadas (andesitas rojas y muy vesiculares) han adquirido subredondeamiento, en clastos y cristaloclastos (plagioclasa, piroxeno, magnetita) menores a 2mm se mira que predomina la característica de angulosidad (ver ANEXO 4). En ciertos afloramientos existe cierta gradación inversa y una tendencia de los clastos a estar imbricados.

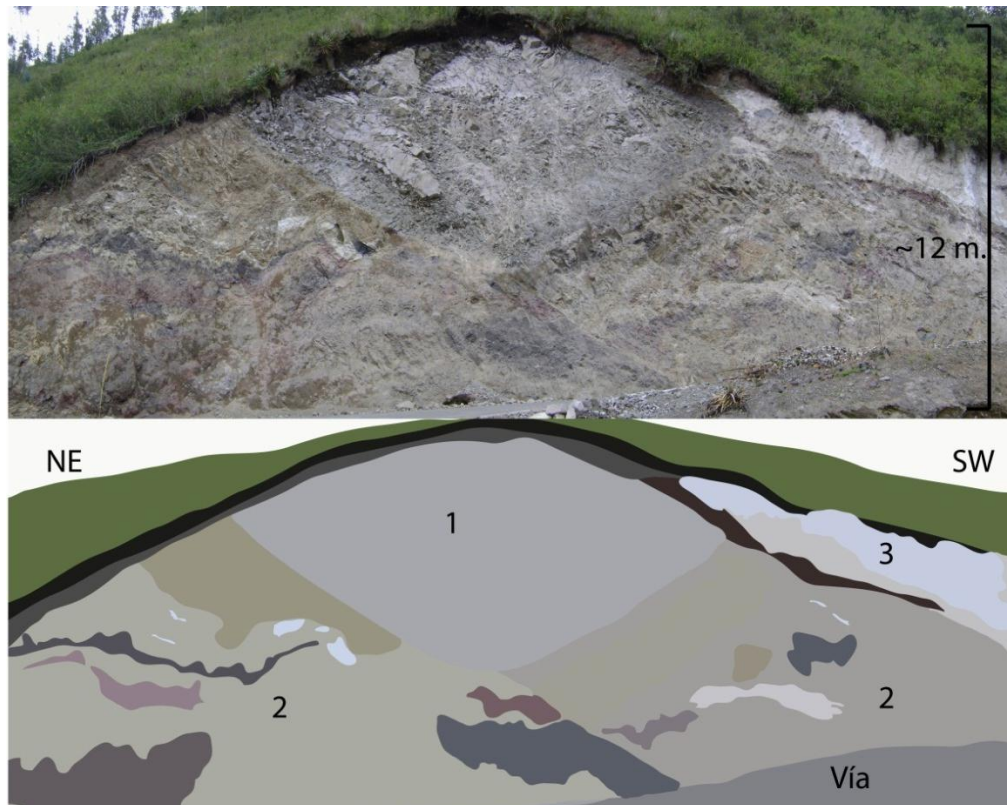


Figura 3.25. Afloramiento de hummock y esquema de la facies de bloques de DA2, se puede observar los diferentes bloques poco consolidados a pobremente consolidados; 1. Bloque brechado de lava de andesita basáltica, 2. Bloque constituido de lavas brechadas poco consolidadas y/o alteradas, piroclastos, flujos de escombros, 3. Bloque cosntituido de lavas, flujo piroclástico, piroclastos. Nótese la deformación y el moteado de colores existente en los bloques. (UTM: 778245, 9864489; ALT: 2553 msnm, vía a Baquerizo Moreno). Foto: Francisco Herrera.



Figura 3.26. Facies de bloques de DA2 en la que se puede ver la variación de coloraciones, las rocas grises son andesitas con plagioclasa y piroxeno; las rocas rojizas son las mismas andesitas que han sufrido procesos de oxidación por temperatura, se caracterizan por ser vesiculares; el sector amarillento corresponde a un tipo de alteración hidrotermal. (UTM: 777725, 9864022; ALT: 2490 msnm; puente de Plazuela). Foto: Francisco Herrera.

La petrografía de facies de bloque de DA2 está constituida por andesitas con fenocristales de plagioclasas ehedrales (1x4 mm.) a subhedrales, fenocristales de piroxeno verde oscuros a negros; andesitas máficas con vesículas elongadas y redondeadas rellenas de minerales zeolíticos secundarios verdosos; andesitas gris oscuras con pocos fenocristales de plagioclasa; andesitas basálticas con fenocristales de piroxeno; andesitas vesiculares gris rojizas con fenocristales de plagioclasa ehedral (25%), andesitas con alteraciones hidrotermales y andesitas con plagioclasa y anfíbol en menor cantidad.

La facies de mezcla de DA2 (Figuras 3.27 y 3.28) corresponde a brechas mal sorteadas, heterolitológicas, matriz-soportadas (~70% de matriz), con clastos subangulosos a redondeados; la matriz limo-arenosa interclasto es de color amarillenta a café-amarillenta y en ciertos sectores es endurecida en superficie. La facies se localiza en sectores marginales y distales del depósito, aunque en las partes más distales existen facies de bloques rodeadas por la matriz interclasto de la facies de mezcla. Los clastos existentes son en su mayoría de la misma composición que en la facies de bloques, pero son de subangulosos a subredondeados, existen clastos de gravas, clastos de cangahua, cenizas blancas, carbón, restos de plantas, fragmentos de suelos (Figura 3.29). Las

características de la matriz varían conforme se aleja de la fuente, pareciéndose a un flujo de escombros, se hallan poros en mayor cantidad y tamaño, quedan las huellas o moldes de los clastos, pero bloques provenientes de partes proximales (1-5 m. de diámetro) no se han disgregado y conservan estructuras jigsaw-cracks y matriz intraclasto areno-limosa.



Figura 3.27. Facies de mezcla de DA2, nótese la matriz interclasto de color amarillento que rodea a bloques de avalancha (líneas entrecortadas blancas) de coloraciones grises a rojas. (UTM: 776433, 9856440; ALT: 2087 msnm; entrada a La Clementina). Foto: Francisco Herrera.

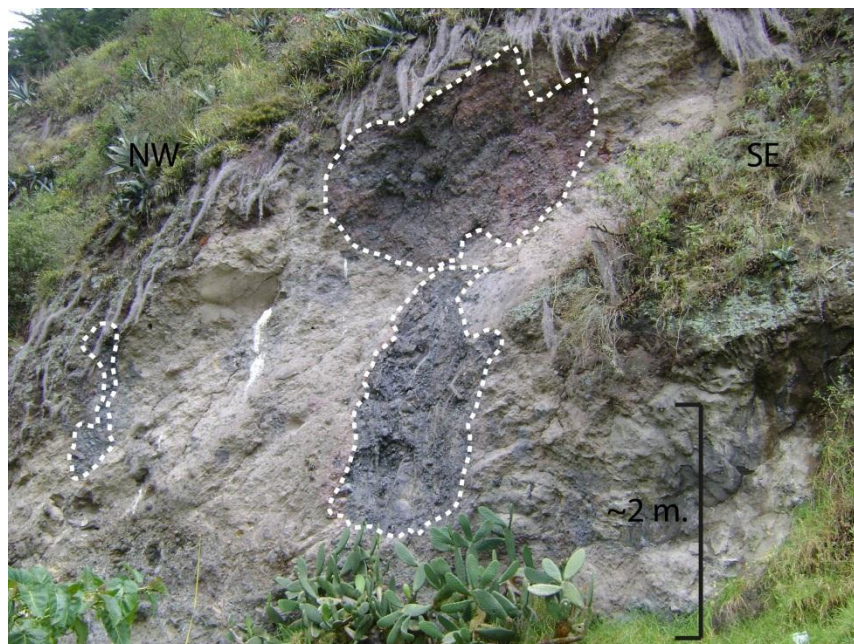


Figura 3.28. Facies de mezcla rodeando a facies de bloques (líneas entrecortadas blancas). Se observa que los límites entre estas facies son irregulares, pero contrastantes. (UTM: 776736, 9854649; ALT: 2065 msnm; flanco izquierdo del río Patate, cerca de la vía Patate-Guadalupe). Foto: Francisco Herrera.

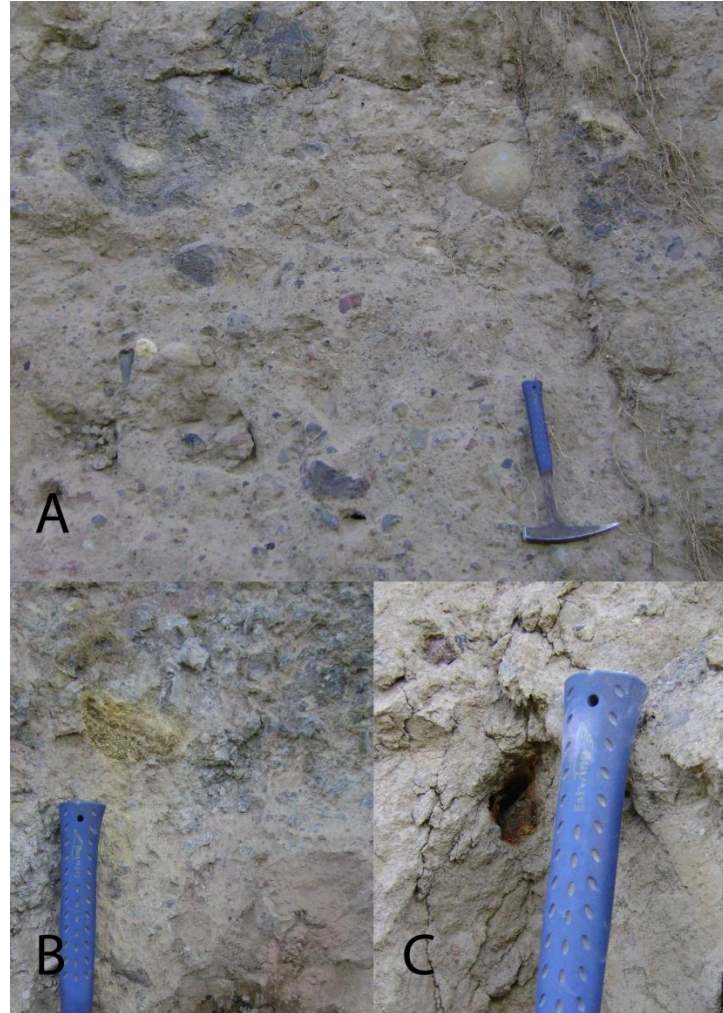


Figura 3.29. Diferentes características de la facies de mezcla en DA2; A. Se observa clastos gris oscuro oscuros subangulosos provenientes del edificio, gravas aluviales, fragmentos de tobas blancas, B. fragmentos de andesitas trituradas y alteradas hidrotermalmente, C. resto de un tronco de planta dentro de la matriz interclasto. (UTM: 776433, 9856440; ALT: 2087 msnm; entrada a La Clementina). Fotos: Francisco Herrera.

Para cinco afloramientos en los que se presenta la facies de mezcla se ha analizado la matriz interclasto bajo el microscopio binocular (ver ANEXO 4): Las partículas entre 2.5 cm y 4 mm se constituyen de clastos subangulosos a subredondeados de similares características petrográficas de la facies de bloques, también se encuentran cantos fluviales redondeados de origen volcánico, fragmentos de cenizas y tobas de color blanco, fragmentos de suelos, fragmentos de cangahua. Las partículas entre 2 mm y 0.125 mm son clastos angulosos a subredondeados de las mismas

características petrográficas de la facies de bloques, una cantidad considerable de cantos fluviales, fragmentos de suelos y cangahua, fragmentos de cenizas y tobas blancas, clastos de pómez subredondeadas con plagioclasas y biotita, fragmentos de cangahua endurecida, cristaloclastos de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, magnetita, mica negra y dorada, cuarzo, fragmentos de vidrio volcánico negro y verdoso, restos de raíces y troncos de plantas, fragmentos de rocas alteradas. La matriz constituida por partículas más pequeñas presenta coloraciones entre café y café pálido. En resumen la matriz interclasto más fina a 2 mm presenta una variedad de elementos constituyentes que provienen de los bloques de la avalancha de escombros y del sustrato (cangahua, cenizas, pómez, cantos fluviales, restos de plantas, suelos). La cantidad y tamaño de los poros producidos por burbujas de aire en flujos cohesivos aumenta conforme el depósito se aleja de la fuente. La redondez de los clastos es más notoria en muestras de los afloramientos más distales.

3.2.4. Estructuras

Tanto en los depósitos de avalancha de escombros volcánicos DA1 como DA2 se evidenciaron estructuras internas como jigsaw-cracks, estructuras en boudinage por la mezcla incompleta de bloques, imbricaciones, entre otras; pero estructuras basales solo se encontraron en DA2. A continuación se describirán las estructuras encontradas en DA2.

3.2.4.1. Estructuras basales

Se observaron contactos basales de DA2 en pocos afloramientos que se distribuyen en sectores proximales y marginales, sin evidenciar dichos contactos en sus partes más distales. Existe penetración del sustrato en bloques de avalancha (figura 3.30 (A)), estrechamiento de bloques de avalancha a través del contacto basal, capa de cizallamiento dúctil endurecida y de grano fino en contacto sustrato-avalancha (Figura 3.30 (B)), fracturas paralelas y fallas en el sustrato y parte del depósito (figura).

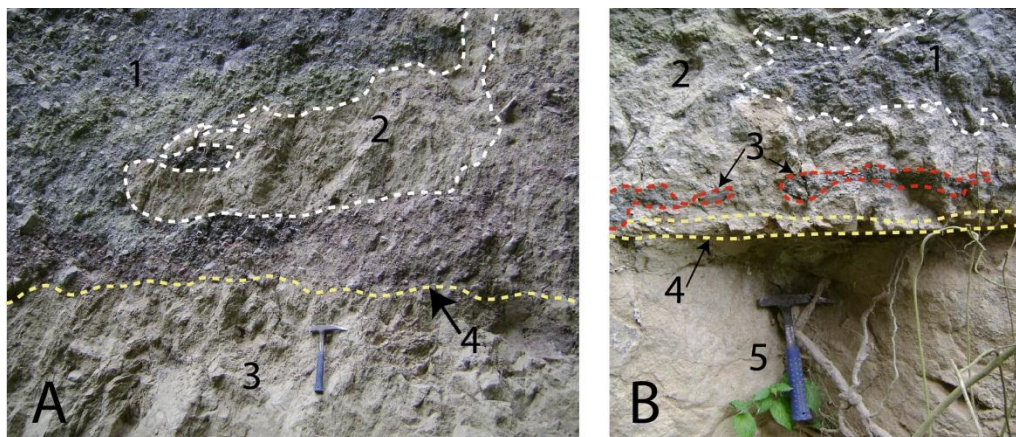


Figura 3.30. A. Se puede observar que el sustrato ha penetrado dentro de DA2 (2), facies de bloque (1), sustrato (3), contacto basal (4). B. Estrechamiento de bloques a lo largo del contacto basal (3), facies de bloque (1), facies de mezcla (2), capa de cizallamiento dúctil (4), sustrato (5). (UTM: 776719, 9865674; ALT: 2729 msnm; Emilio María Terán, en cascada). Fotos: Francisco Herrera.

Debido al emplazamiento y transporte de la avalancha ocurren procesos de alta deformación y erosión en el sustrato (Figura 3.31). La capa de cizallamiento dúctil podría haberse formado por los esfuerzos producidos durante el transporte por la avalancha y el sustrato; la capa se caracteriza por ser endurecida, de color amarillento a habano, posee una cantidad apreciable de microporos que evidencian el entrapamiento de burbujas de aire; en el binocular se observó que tiene clastos de rocas correspondientes a la DA2, los cuales son subangulosos a subredondeados, existen clastos de gravas en poca cantidad y pómez blanca subredondeada, en partículas <0.25 mm se encuentran cristaloclastos de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y magnetita en cantidad menor. Entonces se puede deducir que la capa basal de DA2 se formó por el aporte de material tanto del sustrato (productos piroclásticos retrabajados y cangahua) como del depósito de avalancha.

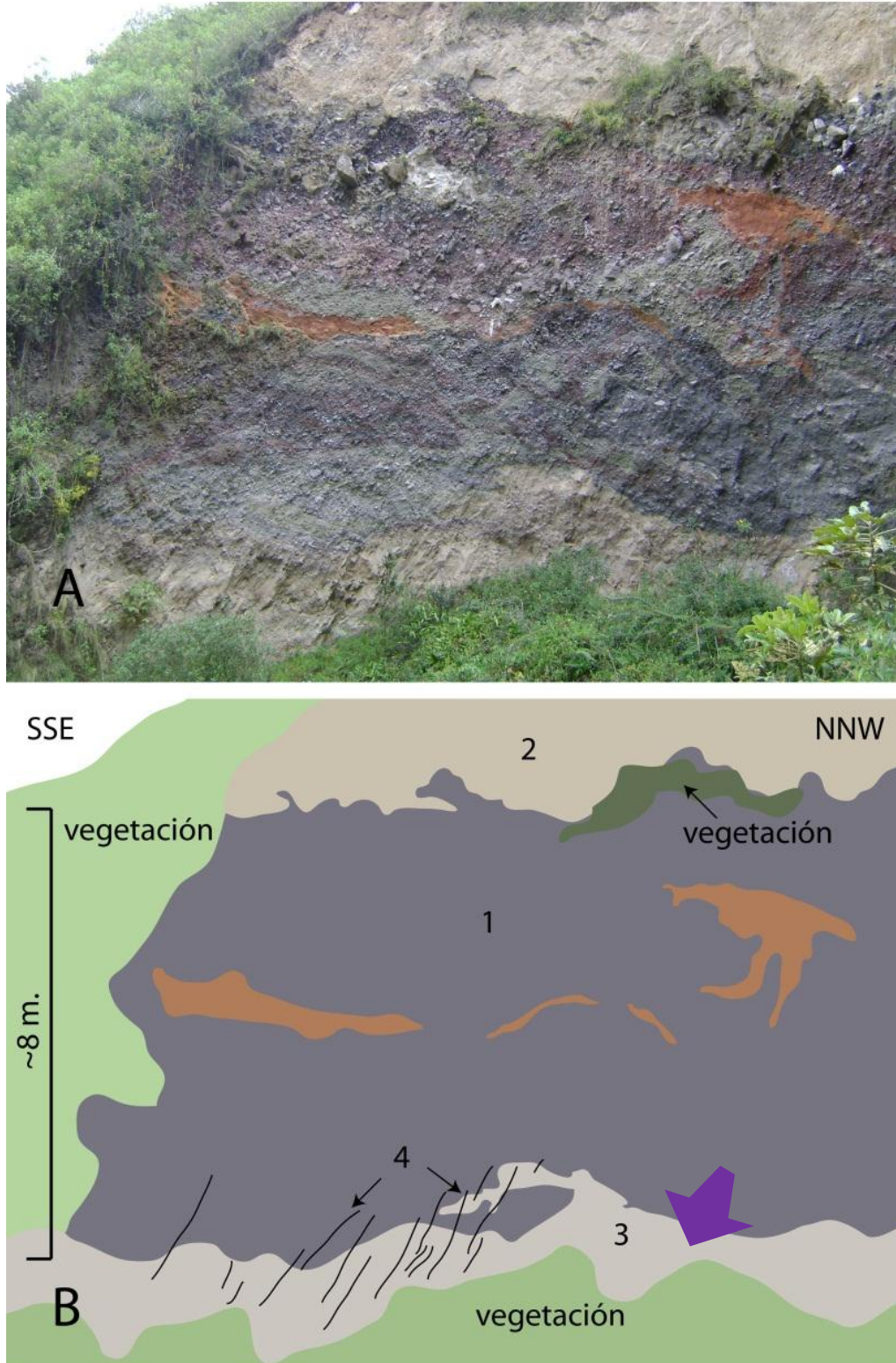


Figura 3.31. A. Fotografía de DA2. B. Esquema en dónde se observa el contacto sustrato-avalancha, el cual es muy deformado y erosionado. Facies de bloque DA2 (1); bloque de cangahua? incorporado en DA2; sustrato (3); fallas y fracturas paralelas asociadas al contacto avalancha-sustrato. Flecha violeta indica dirección de emplazamiento (UTM: 776719, 9865674; ALT: 2729 msnm; cerca de Emilio María Terán, en cascada). Foto: Francisco Herrera.

3.2.4.2. Estructuras internas

Las estructuras internas que más predominan en DA2 son los jigsaw-cracks y jigsaw fits (con separaciones entre fracturas de ~0.5 mm a ~5mm) (Figura 3.32) los que podrían haberse formado por colisiones entre bloques, además existen bloques lajados, plegados, deformados y con marcas de fricción (slickensides) (Figura 3.33) debido probablemente a esfuerzos cizallantes y compresivos.

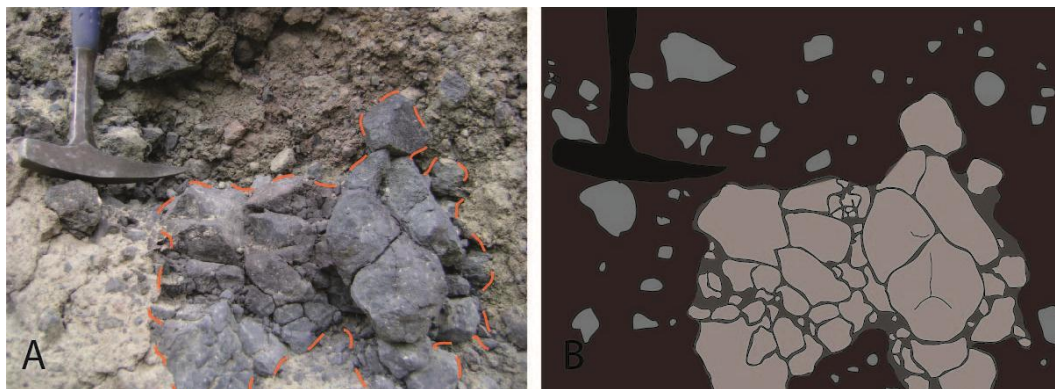


Figura 3.32. A. Fotografía y B. Esquema de Jigsaw cracks y jigsaw fits en bloque de avalancha en un afloramiento distal de DA2. (UTM: 776836, 9854363; ALT: 2057 msnm; flanco derecho de río Patate, cerca de Santa Ana). Foto: Francisco Herrera.

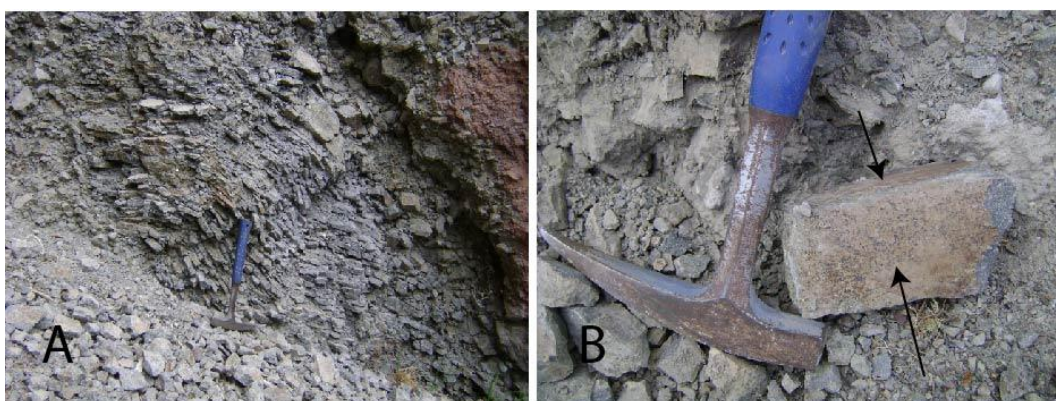


Figura 3.33. A. Bloque de DA2 deformado en forma de pliegue; B. Caras pulidas y marcas de fricción (slickensides) en bloque andesítico de DA2. Fotos: Francisco Herrera.

Se observan estructuras en boudinage, fallas normales y plegamientos en facies de bloques de DA2 (Figuras 3.34 y 3.35), las fallas inversas se presentan en pocas situaciones. Las fallas normales podrían deberse al transporte gravitacional de la avalancha, mientras que los plegamientos y fallas inversas pueden haberse producido por el emplazamiento del flujo en el valle confinado.

Además en sectores distales existen grandes bloques de avalancha que aún conservan estructuras jigsaw cracks, en algunos casos la facies de matriz se ha incorporado en forma de diques (~ 15 cm de ancho) entre las fracturas. En algunos afloramientos se encontró que existen imbricaciones de los bloques y gradación inversa. Generalmente la mayor parte de estructuras de DA2 se las observa en la facies de bloques en sectores de depósito proximales.

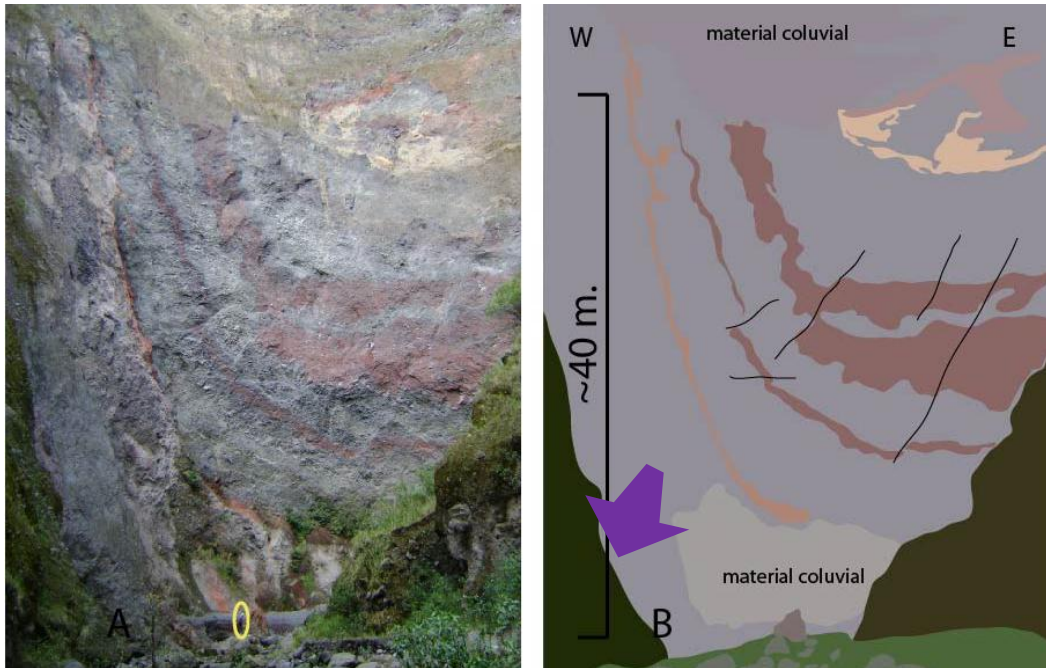


Figura 3.34. A. fotografía, persona (elipse amarilla); B. Esquema se evidencia fallas transversales normales e inversas que cortan a facies de bloques en DA2, se puede ver que los bloques están deformados a manera de pliegue. Flecha violeta indica dirección de transporte. (UTM: 776591, 9862840; ALT: 2239 msnm; encañonado del río Pucahuaiico). Foto: Francisco Herrera.

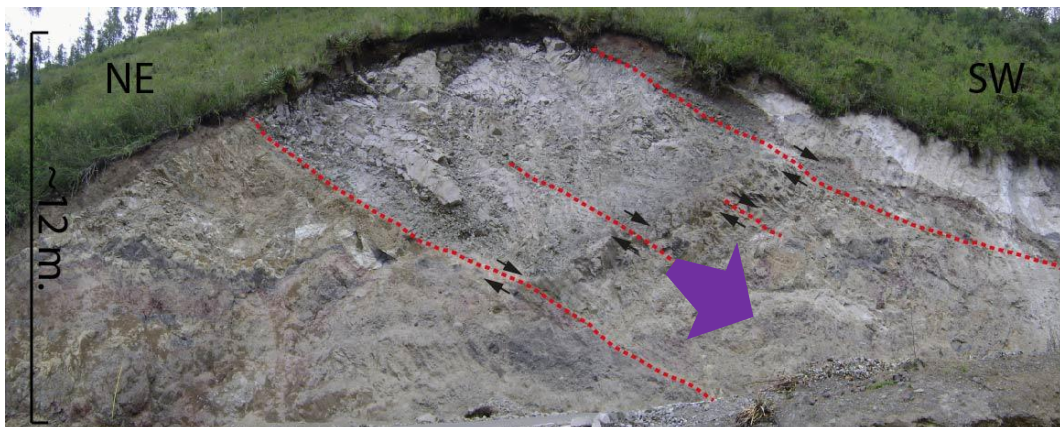


Figura 3.35. Fallas normales que afectan a diferentes bloques de avalancha en hummock de DA2. Flecha violeta indica dirección de transporte (UTM: 778245, 9864489; ALT: 2553 msnm, vía a Baquerizo Moreno). Foto: Francisco Herrera.

3.2.5. Relaciones estratigráficas y edades relativas

En el sector de estudio afloran unidades geológicas que establecen rangos de edades muy amplios (Figura 3.36). Existen pocos afloramientos en los que se encontró la base de DA2, en el cañón del río Pucahuaico cerca de su confluencia con el río Patate se encuentra en contacto discordante con paquetes de lavas y brechas consolidadas que se podrían atribuir como unidades de la Fm. Pisayambo (Figura 3.37 (A)). Yace también en discordancia erosiva a un paquete de ~ 6 metros de cangahua intercalada con piroclastos que a veces muestran características de retrabajamiento, en ésta sección (UTM: 776719, 9865674; ALT: 2729 msnm; en Emilio María Terán, en cascada) la unidad de cangahua intercalada con piroclastos descansa en discordancia erosiva sobre sedimentos fluvio-lacustres más o menos consolidados que se constituyen de arenas y limos de composición volcánica. En Emilio Terán, en la vía a Quillán un depósito marginal de DA2 está sobreyaciendo a una unidad que está compuesta de un bloque de sedimentos fluvio-lacustres deformados y pómez subredondeadas a redondeadas en una matriz fina de color blanco algo endurecida con poros (Figura 3.37 (D)), en general tiene aspecto de retrabajamiento. En Jesús del Gran Poder entre Píllaro y San Miguelito aflora la siguiente secuencia: lavas masivas y autobrechadas a las que sobreyacen en discordancia erosiva sedimentos fluvio-lacustres constituidos de arenas y limos; así mismo sobre estos sedimentos, en discordancia erosiva descansa un depósito de origen piroclástico de aspecto masivo con pómez subredondeadas a redondeadas en una matriz fina endurecida de color blanco con poros (Figura 3.37 (C)), también tiene incorporados fragmentos de sedimentos fluvio-lacustres deformados; finalmente siguen piroclastos de caída y cangahua. Cerca de Píllaro existe un afloramiento en el que se puede apreciar el contacto erosivo entre sedimentos fluvio-lacustres y la ignimbrita de Chalupas (figura 3.37 (B)).

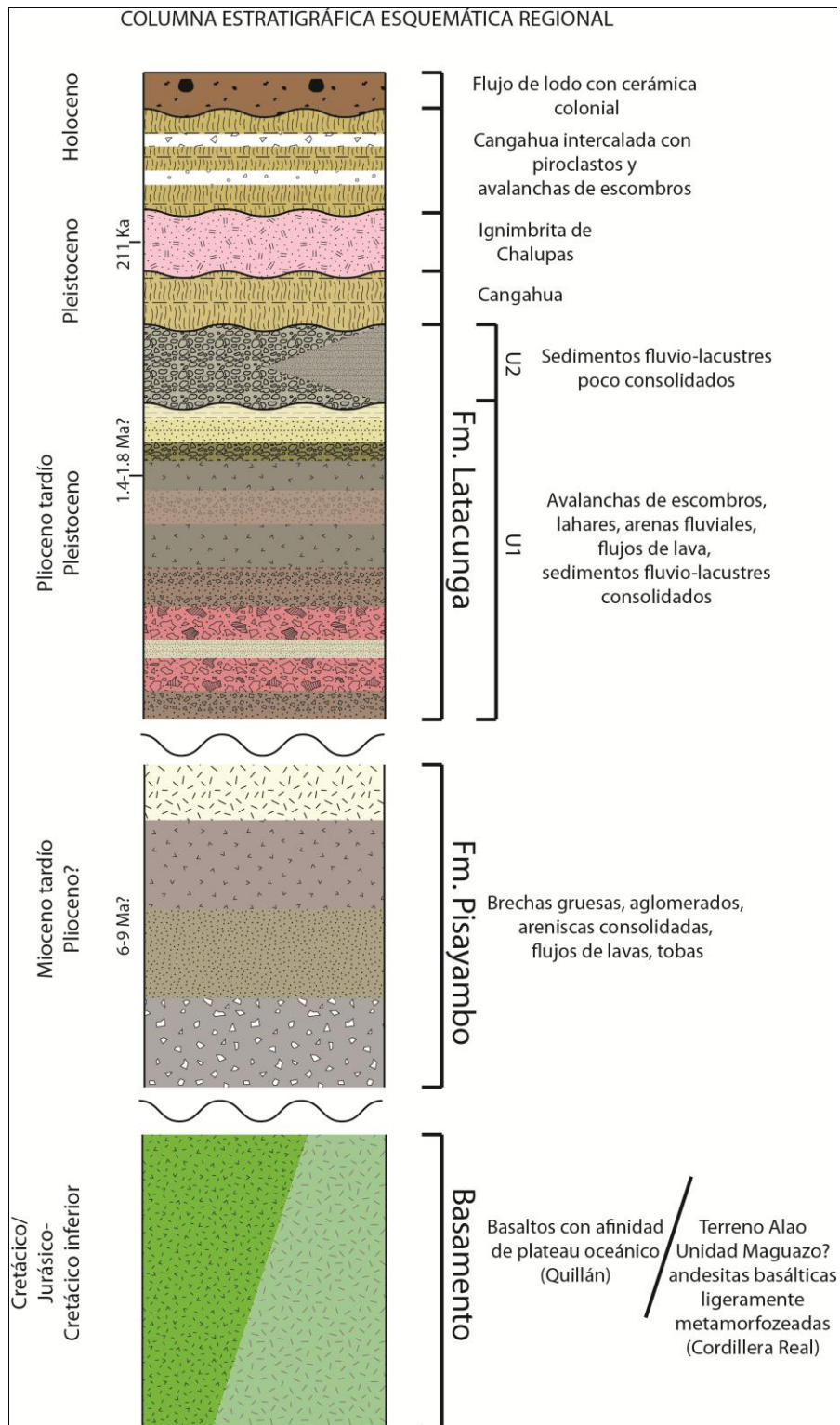


Figura 3.36. Columna estratigráfica esquemática regional, realizada con observaciones personales en el campo y compilado de Lavenu et al., (1992, 1995), Winkler et al., 2005, Fiorini y Tibaldi; 2011; Ordóñez; 2012.

Según las características de la pómez riolítica (blanca a gris, fibrosa y microvesicular, con cristales de plagioclasa y biotita ehedral negra a dorada) y matriz de aquellos afloramientos de piroclásticos de aspecto reabajado que contienen bloques y fragmentos de sedimentos fluvio-lacustres, se dedujo que corresponden a la ignimbrita de Chalupas. La particularidad de que los depósitos contengan sedimentos deformados podría deberse a que el flujo de Chalupas entró en contacto con un el sustrato, incorporándolo en su cuerpo.

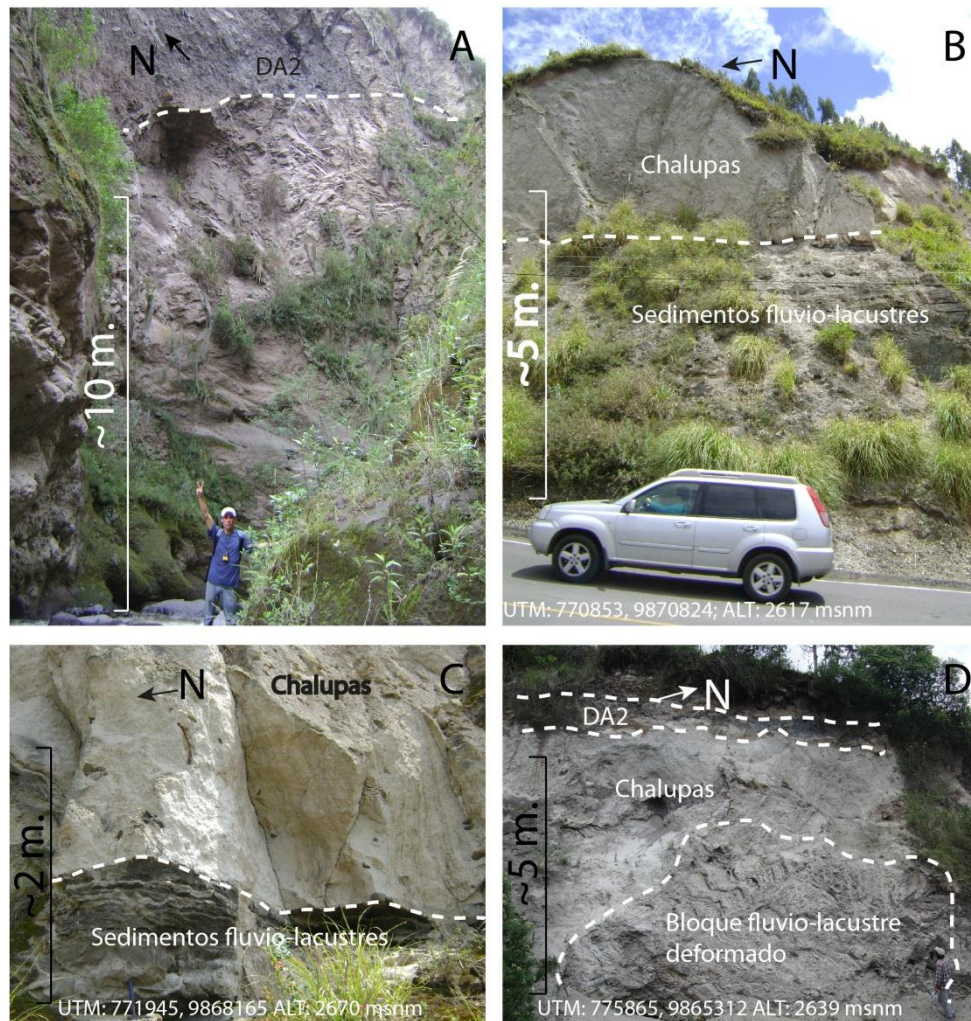


Figura 3.37. A. DA2 sobre unidades de Fm. Pisayambo en el río Pucahuaico, cerca de la confluencia con el río Patate; B. La ignimbrita de Chalupas suprayaciendo a sedimentos fluvio-lacustres de la Fm. Latacunga; C. Ignimbrita de Chalupas con fragmentos fluvio-lacustres deformados incorporados, descansa en discordancia erosiva sobre ellos; D. Chalupas sobre bloque de sedimentos fluvio-lacustres, DA2 suprayace en discordancia erosiva a Chalupas. Fotos: Francisco Herrera.

En sectores marginales se observa que DA2 está cubierta por cangahua con espesores de hasta ~2.5 metros y suelo actual (Figura 3.38 (A)). La zona de contacto es muy erosionada, existe un retrabajamiento de la brecha y una capa con espesor de ~45 centímetros de pómez microvesiculares de color blanco y cenizas que también presentan características de retrabajamiento; las mejores secciones se encuentran a lo largo de la vía principal que une San Miguelito con Emilio Terán entre 2670-2700 msnm. También debido a procesos erosivos DA2 en ciertas zonas está sobreyacido o enchapado por flujos de lodo de edades recientes.

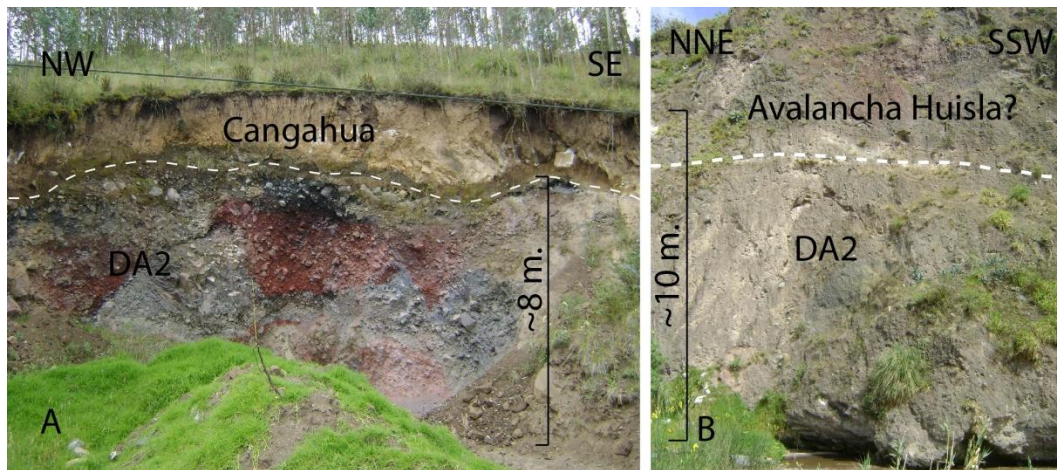


Figura 3.38. A. DA2 sobreyacido por cangahua y suelo actual (UTM: 776174, 9865827; ALT: 2789 msnm; La Esperanza); B. Contacto entre depósito de avalancha del volcán Huisla y DA2 (UTM: 776613, 9856685; ALT: 2087 msnm; vista de La Clementina, flanco izquierdo del río Patate). Fotos: Francisco Herrera.

Por otro lado Bustillos; 2008, relaciona una capa de caída de escoria de ~9Ka perteneciente al volcán Tungurahua estar sobreyaciendo a la avalancha de escombros del volcán Huisla que cubre el sector de Patate. Cerca de Patate se situó un contacto entre DA2 y la que podría ser la avalancha del Huisla (Figura 3.38 (B)), este contacto no presenta signos de erosión, ni estratigrafía que separe los eventos, solamente existe una pequeña capa que podría estar asociada al evento dinámico de transporte de la avalancha del Huisla.

De los antecedentes mencionados se plantea que DA2 tendría edades <211 Ka y >10 Ka (Figura 3.39). Con lo referente a DA1 en la investigación no se encontró algún marcador estratigráfico que ayude a proporcionar una edad relativa, pero al estar encontrarse enchapada en un depósito de flujo piroclástico asociado a edades de la Fm. Pisayambo y su morfología altamente erosionada se propone sea más antigua que DA2. Además en la vía a Patate-Poatug existe un depósito de flujo piroclástico con restos de carbón que sobreyace a DA1 (777639; 9857412).

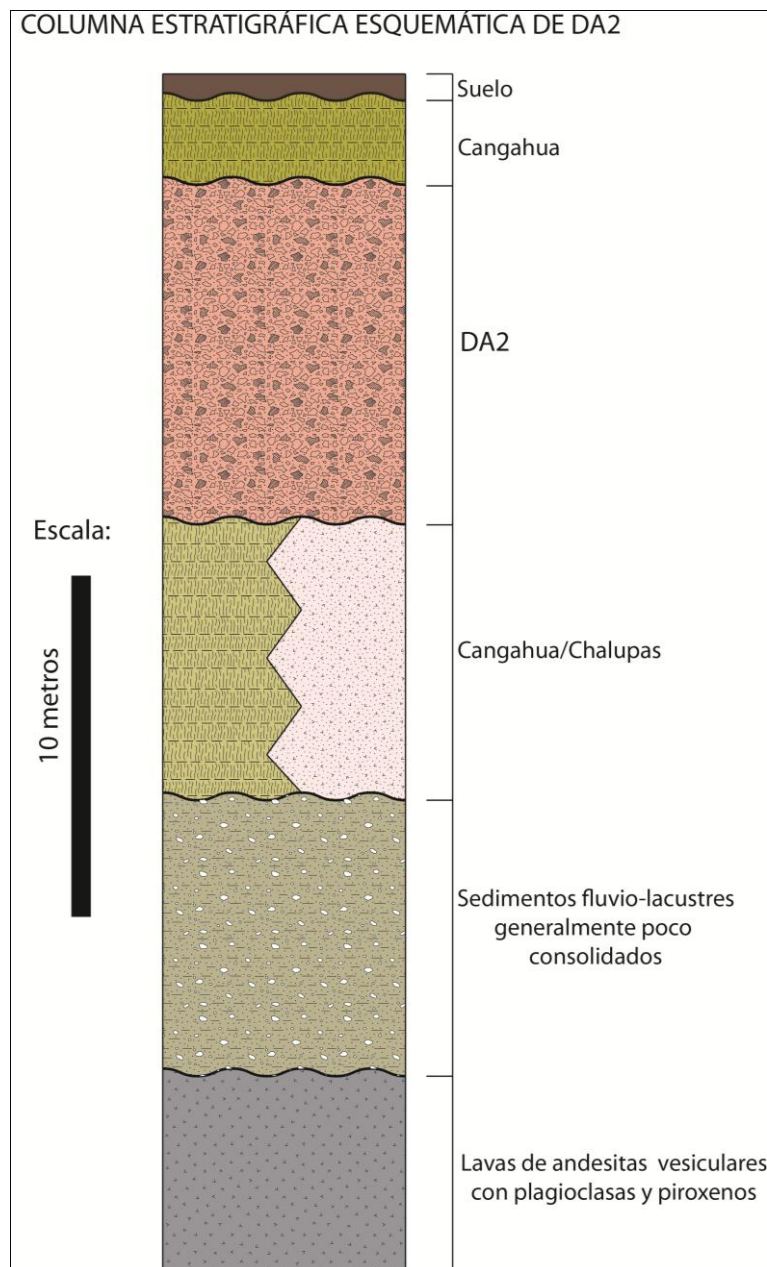


Figura 3.39. Columna estratigráfica esquemática para DA2.

3.2.6. Áreas y volúmenes aproximados

El área de las avalanchas fue calculada mediante un GIS en base a la cartografía geológica. El área obtenida para DA2 es de 23,89 km². Se obtuvo un espesor promedio de 37 metros, realizando cortes perpendiculares a la dirección de flujo en toda la extensión del depósito, se han inferido espesores mínimos debido a la poca presencia de contactos basales en los afloramientos disectados profundamente por los drenajes de los ríos Pucahuaico y Patate; los espesores varían de >80 metros en áreas proximales hasta 15 a 20 metros en áreas distales. El volumen mínimo estimado para DA2 es de 0.88 Km³.

El depósito de avalancha DA1 se distribuye según el mapeo en un área de $2,56 \text{ Km}^2$, aunque no presente las condiciones necesarias para calcular espesores y volúmenes adecuados, se calculó $0,05 \text{ Km}^3$, con los datos disponibles y un espesor mínimo estimado de 20 metros.

Se debe tomar en cuenta que gran parte del volumen de los depósitos ha sido erosionado y disectado por la dinámica de los ríos, viento, lluvias, etc. Por ejemplo en DA2 se observa una gran disección por parte del Río Pucahuaico, existiendo afloramientos con espesores significativos en sus flancos.

Capítulo IV

Petrología y petrografía de los depósitos de avalancha de escombros en el tramo Píllaro-Patate

4.1. Muestreo y descripción macroscópica de las rocas involucradas

Como parte de la cartografía geológica se muestrearon rocas para comparar sus características texturales y mineralógicas más visibles.

4.1.1. Rocas de DA1

Se presentan andesitas basálticas o andesitas máficas de color gris oscuro con fractura algo concoidea, se encuentran microfenocristales de plagioclasa <3% en una matriz masiva vidriosa de color gris oscuro a negro, no se observan minerales máficos, al pasar el imán exhiben un magnetismo que las caracteriza. También existen andesitas de color rojo a gris medio con vesículas elongadas a redondeadas, la textura es porfirítica, se presentan fenocristales de plagioclasa ehedral a subhedral hasta en un 15%, entre los minerales máficos que representan el ~1% se puede encontrar piroxeno y en menor cantidad anfíbol. Una roca característica de este depósito es de tipo dacita de color blanco a gris blancuzco con textura fluidal que consta de fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol de ehedrales a subhedrales dispuestos en una matriz fina vidriosa de color blanco a gris claro. Esta última roca descrita sería parte del sustrato incorporado en bloques dentro del cuerpo de DA1.

4.1.2. Rocas de DA2

Para este depósito se pudo definir cuatro grupos de roca predominantes. Al primer grupo de rocas se las encuentra siendo parte de bloques en sectores proximales de DA2, son andesitas basálticas de color gris medio y textura porfirítica, se presentan fenocristales de plagioclasa ~10-15% ehedrales a subhedrales (1 x 2 mm.), además fenocristales de piroxeno hexagonales ~5-8% de coloraciones verde oscuro a negro; la matriz consta de una pasta vítrea con microfenocristales de plagioclasa y máficos en menor cantidad, a veces presentan pátinas de oxidaciones verdosas a amarillentas. Un segundo grupo de rocas lo conforman andesitas vidriosas de coloración gris verdosa, con textura fluidal, se evidencian cristales de plagioclasas <5%, pero no cristales máficos, algunas ejemplares tienen vesículas elongadas rellenas con minerales secundarios zeolíticos verdosos. Otro grupo lo conforman andesitas grises medias a rojizas con textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa subhedrales a anhedral hasta un ~25%, existen fenocristales de piroxeno ~2%, la matriz es amorfa de colores gris a rojizo dependiendo si existe un mayor grado de oxidación por

enfriamiento de la roca; también en este grupo se incluye a las andesitas con textura pilotáxica de coloraciones grises a grises verdosos, las plagioclasas son ehedrales a subhedrales, con tamaños entre 1 x 4 mm a 1x 6mm, contienen óxidos de hierro que les dan una coloración café a parda, en general se encuentran hasta un 15% de toda la roca; también dentro de la matriz amorfa se exponen fenocristales de piroxeno verdoso ~2%. Finalmente existe un grupo de andesitas vidriosas que se las encuentra hasta en los afloramientos más distales de DA2, presentan una matriz vidriosa masiva de color gris oscura a negro y gris oscuro rojizo, se encuentran vesículas < 1mm en las partes más oxidadas de color rojo, presentan microfenocristales de plagioclasa < 2% y casi no se distinguen los fenocristales de piroxeno, también se puede encontrar que la matriz y las plagioclasas tienen una textura fluidal. En general las andesitas que presentan piroxeno con anfíbol son esporádicas, las que más abundan son andesitas con plagioclasa y piroxeno y andesitas vidriosas. Las alteraciones que se encuentran en DA2 podrían representar a cada uno de los grupos de roca descritos, estas alteraciones hidrotermales dan coloraciones amarillentas, rojizas, rojo ladrillo, verdoso al depósito.

4.2. Descripción microscópica de las rocas

En el estudio se analizaron microscópicamente un total de 22 muestras, de las cuales 2 están involucradas a DA1, 17 corresponden a DA2, 1 muestra tomada de un flujo de lava del Quinuales, 1 muestra corresponde al flujo de lava del cerro Veta-Urcu (ver descripción en ANEXO 5) finalmente una roca que proviene del escarpe Sur del Cerro Huicutambo (ver descripción en ANEXO 5). Las láminas delgadas fueron realizadas en el laboratorio de petrografía de la FIGEMPA en la Universidad Central del Ecuador, a excepción de la muestra TG-JB-62 que fue facilitada por el Ing. J. Bustillos para realizar esta investigación.

Para el análisis se usó un microscopio petrográfico CARL ZEISS JENA; se dividió a la lámina en partes iguales para que el objetivo 6,3x cubra la totalidad de la lámina, en cada parte se obtuvo el porcentaje en volumen de fenocristales y matriz para al final obtener un promedio que represente a toda la lámina; para medir el tamaño de los fenocristales se procedió a introducir una regleta con mediciones cada 0.5 mm. La descripción detallada de cada muestra se encuentra en el ANEXO 5.

4.2.1. Rocas de DA1

La muestra QDAFH-15 (Figura 4.1) corresponde a una andesita basáltica que posee una textura criptocristalina, la matriz está conformada por microlitos de plagioclasa y piroxeno en vidrio volcánico (97% vol.), en ciertos sectores de la lámina se pueden observar a la matriz con texturas de flujo. Los fenocristales de plagioclasa (3%) son subhedrales a anhedrales, presentan núcleos y

aureolas de reacción, poseen maclas tipo Carlsbad y extinción zonada, las plagioclasas que se disponen en dirección paralela al flujo son más pequeñas, el tamaño promedio está entre 0.2 mm. Los piroxenos se encuentran en microlitos formando parte de la matriz. Los minerales opacos se sitúan en un 5-8% en volumen, la mayoría de los cuales representaría magnetita, la que le da propiedades magnéticas en muestras de mano. La paragénesis mineral es >>plagioclasa +piroxeno +opacos +matriz

La muestra QDAFH-6 (Figura 4.1), asociada a DA1 es una roca dacítica que posee textura traquítica, en una matriz (85% vol.) de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasa y muy poco cuarzo; los fenocristales de plagioclasa están presentes en un 12%, el tamaño promedio de 0.6 mm y presentan extinción zonada y maclas tipo Carlsbad. Los fenocristales de biotita representan el 2% y muestran cristales alargados hasta de 1 mm; y bordes oxidados. El ortopiroxeno está presente en 1%, los cristales presentan hábito prismático ehedral a pseudo-hexagonal, también clivaje perfecto a 90°. La paragénesis mineral es plagioclasa>> + biotita +ortopiroxeno +matriz.

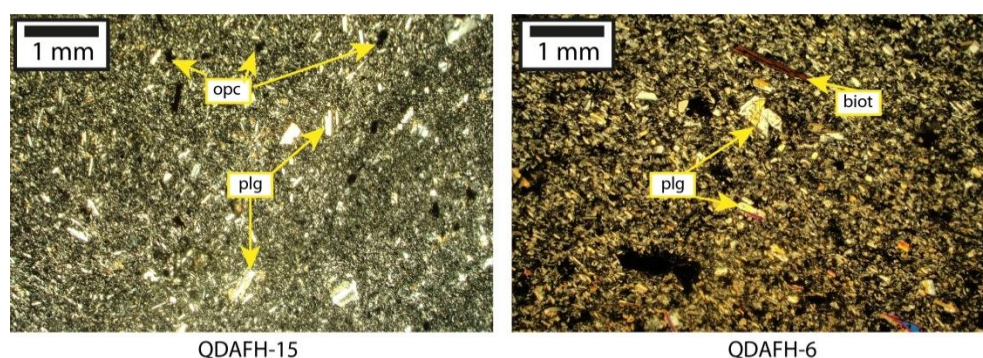


Figura 4.1. Microfotografías en luz polarizada. QDAFH-15, se observa cristales muy pequeños de plagioclasa (plg) y minerales opacos de color oscuro (opc) en una matriz de textura criptocristalina. QDAFH-6, presenta una textura traquítica, los fenocristales de plagioclasa (plg) y biotita (biot) alineados en dirección del flujo. Fotos: Francisco Herrera.

4.2.2. Rocas de DA2

DA2 está formada por un grupo de andesitas vidriosas (Figura 4.2) que tienen texturas entre traquíticas y criptocristalinas, la matriz hialopilitica constituye entre el 94-96% vol.; está constituida de microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico, se presentan variaciones de textura de flujo color café oscuro a más claro, según la cantidad de vidrio. Los fenocristales de plagioclasa miden entre 0.2-1.3 mm y representan un 4%, tienen formas ehedrales a subhedrales, con maclas tipo Carlsbad, exponen bordes de reacción y extinción zonada. Las plagioclasas dispuestas en dirección oblicua al flujo tienen dimensiones mayores. Los fenocristales de clinopiroxeno

representan 1% tienen hábito prismático y formas hexagonales, presentan relieves moderados a altos, tienen clivaje en dos direcciones (88° - 90°) y paralelo al eje principal. Minerales opacos se encuentran como máximo en un 2%. Estas rocas poseen vesículas elongadas en dirección del flujo y con bordes generalmente irregulares desde 1% hasta un 10%.

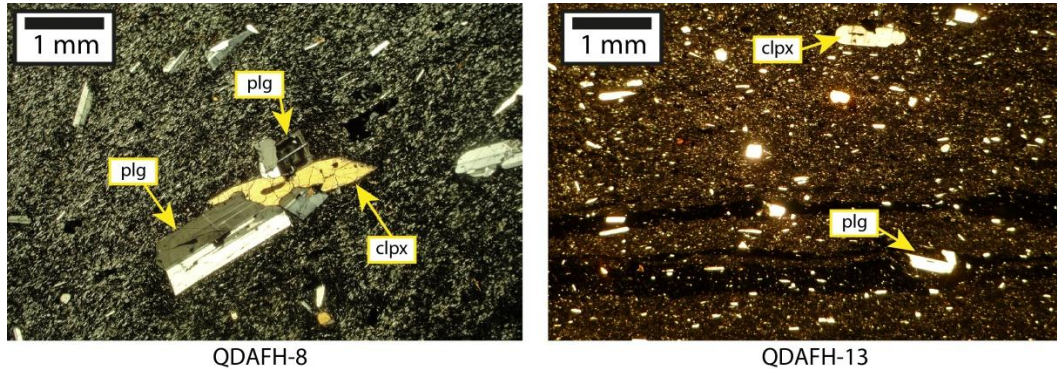


Figura 4.2. Microfotografía a luz polarizada (QDAFH-8) se observa una textura traquítica en la que fenocristales de plagioclasa (plg) están orientados en dirección del flujo, véase el crecimiento del cristal prismático de clinopiroxeno (clpx) entre plagioclasas. Microfotografía (QDAFH-9) en la que se observa bandeamiento en colores más oscuros, indicando una textura de flujo laminar. Fotos: Francisco Herrera.

Un segundo grupo (Figura 4.3) lo conforman andesitas que poseen una textura porfírica-seriada, la matriz (87-93%) presenta textura hialopílica con microlitos de plagioclasa y piroxeno en vidrio volcánico. Los fenocristales de plagioclasa son ehedrales a anhedrales, tienen coronas de reacción, zonas reabsorbidas y texturas en tamiz; a veces se disponen con los piroxenos en agregados glomeroporfíricos, se presentan con maclado tipo Carlsbad y albítico, pueden estar dispuestas paralelas u oblicuas a la dirección del flujo, los tamaños varían entre 0.1 a 2.5 mm, y están en cantidad de 6 a 10%, eventualmente 16%. Los clinopiroxenos presentan formas hexagonales y hábitos prismáticos, clivaje perfecto a 90° , bordes de reacción, inclusiones de minerales opacos, tienen relieve de moderado a alto, muestran maclas y sus dimensiones están entre 0.1-1.8mm; el porcentaje puede variar entre 1 a 3%. Los ortopiroxeno muestran cristales de hexagonales a prismáticos con pleocroísmo bajo de color rosado pálido, los fenocristales tienen tamaños entre 0.2-0.4 mm y la cantidad no excedería el 1%. Eventualmente se encuentran vesículas elongadas, óxidos de hierro y minerales opacos ehedrales a subhedrales hasta en 1%. La paragénesis mineral de estas rocas sería >>plagioclasa +>clinopiroxeno +ortopiroxeno +matriz +opacos.

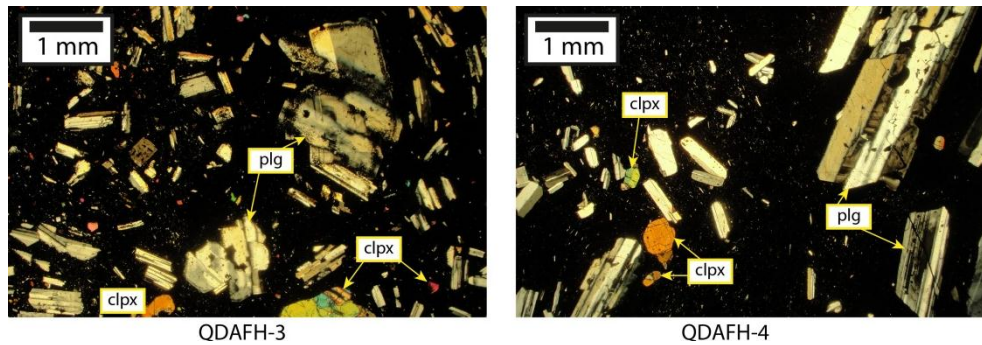


Figura 4.3. Microfotografías en luz polarizada del segundo grupo de rocas de DA2, En QDAFH-3 se puede observar fenocristal de plagioclasa (plg) con bordes de reacción y sectores reabsorbidos por la matriz, los fenocristales de clinopiroxeno (clpx) muestran maclas. La lámina de QDAFH-4 muestra plagioclasas de diferentes características, pero ambas con inclusiones máficas dentro de su núcleo, los fenocristales de clinopiroxeno muestran clivajes perfectos a 90°. Fotos: Francisco Herrera.

La muestra QDAFH-12 (Figura 4.4) indica una tendencia diferente a los dos grupos descritos anteriormente; ella es una andesita basáltica con textura porfírica-intergranular; su matriz (75%) contiene microlitos de plagioclasa piroxeno, olivino? y vidrio volcánico en menor cantidad. La plagioclasa (20%) presenta fenocristales subhedrales a anhedrales entre 0.1-2 mm; poseen maclas tipo Carlsbad, bordes a veces oxidados, algunos muestran textura tamiz, existen también intercrecimiento de minerales máficos (piroxeno). El clinopiroxeno (3%) se encuentra como cristales hexagonales a pseudo-hexagonales, extinción oblicua, relieves altos a moderados y el tamaño varía de 0.1 a 0.6 mm. Fenocristales de ortopiroxeno (2%) muestran formas hexagonales, pleocroísmo moderado de color rosa pálido y tamaños hasta de 0.3 mm; en sectores se observa un crecimiento intergranular entre cristales de plagioclasa. El olivino (<1%) se muestra como microfenocristales granulares en la matriz. La paragénesis mineral sería; >>plagioclasa +>clinopiroxeno +ortopiroxeno +matriz +opacos y óxidos de hierro.

La lámina QDAFH-5 (Figura 4.4) representa a una roca muestreada en un flujo de lava de la fuente más probable de DA2 (Cerro Quinuales) es una andesita con textura porfírica, la matriz (85%) consta de microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico. Los fenocristales de plagioclasa (11%) muestran textura de tamiz, intercrecimientos de minerales opacos, núcleos y coronas de reacción, maclas tipo Carlsbad, extinción zonada; los tamaños varían entre 0.1 a 1.6 mm. El clinopiroxeno (3%) se presenta en fenocristales hexagonales a prismáticos, fracturados y con núcleos alterados, muestran además maclas. Los fenocristales de ortopiroxeno (1%) son pseudo-hexagonales, tienen bordes oxidados y pleocroísmo algo marcado.

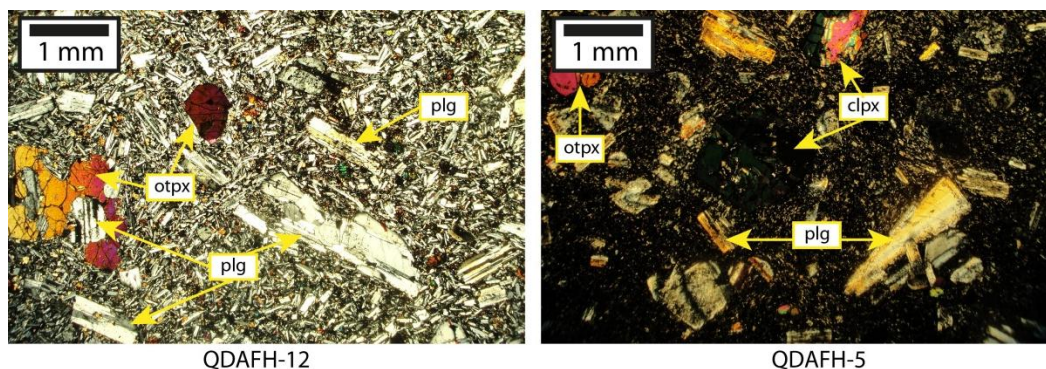


Figura 4.4. Microfotografías en luz polarizada. QDAFH-12 se observa crecimiento intergranular de ortopiroxeno en fenocristales de plagioclasa, nótese la textura intergranular que presenta la muestra. QDAFH-5, roca que representa a la fuente más probable de DA2, los fenocristales de plagioclasa muestran coronas de reacción y alteraciones probablemente de arcillas, los fenocristales de piroxenos muestran maclado y bordes de reacción. Fotos: Francisco Herrera.

En resumen las rocas de DA2 se las puede clasificar en andesitas vídrias con clinopiroxeno, andesitas de dos piroxenos y andesitas basálticas (Figura4.5).

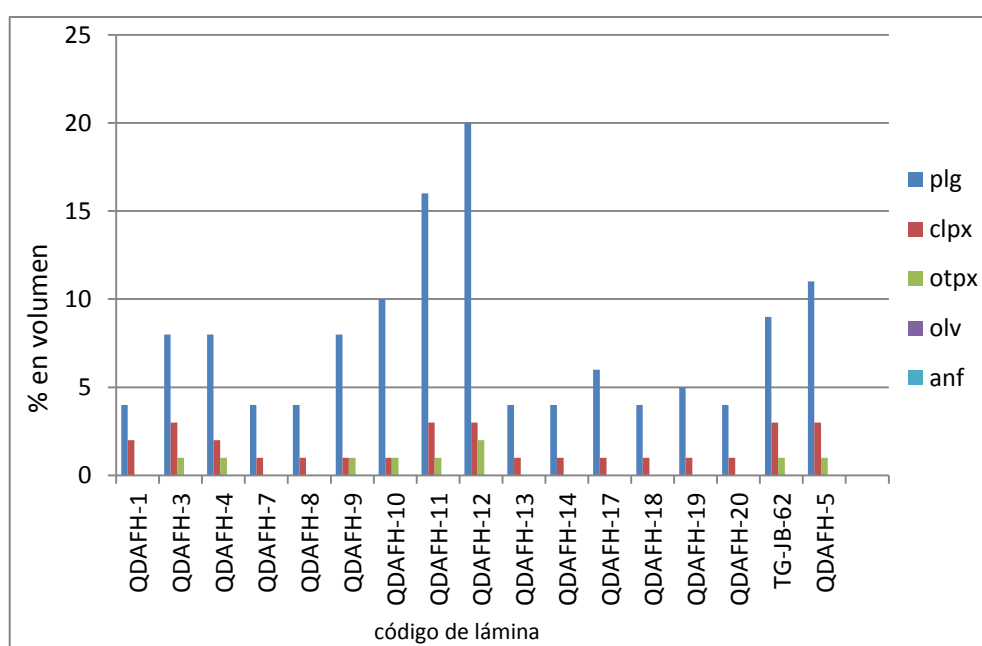


Figura 4.5. Histograma que muestra los porcentajes en volumen de los principales minerales que conforman las rocas de DA2.

4.3. Geoquímica de las rocas de los depósitos de avalancha de escombros

Las rocas de un determinado edificio volcánico muestran características geoquímicas que responden a diversos procesos magmáticos (cristalización fraccionada, asimilación magmática, fusión parcial); por lo que pueden existir particularidades para uno u otro volcán. Los datos geoquímicos sirven de herramientas para observar características de génesis magmática común entre rocas, así como su evolución y ambiente tectónico.

A excepción de los datos geoquímicos de la muestra TG-JB-62 (elementos mayores y traza) facilitados por el Ing. Jorge Bustillos de su trabajo de tesis (Bustillos; 2008), todos fueron de rocas muestreadas durante la investigación de campo. Los datos de contenidos de óxidos mayores y elementos en traza de dos muestras (Chda-2; Chda-3) fueron proporcionados por la Ing. Patricia Mothes, los análisis se los realizó en el GeoAnalytical Laboratory de la Washington State University. Seis muestras más fueron analizadas para el contenido de seis óxidos mayores en el Departamento de Metalurgia de la Escuela Politécnica Nacional, con el auspicio de técnicos del área de volcanología del Instituto Geofísico de la EPN. Todos los datos se presentan en el ANEXO 6 y corresponden a rocas que solamente involucran a DA2.

4.3.1. Los óxidos mayores

Un total de 9 muestras se utilizaron para su análisis en cuanto a óxidos mayores. El diagrama de variación SiO_2 vs K_2O para la clasificación de rocas volcánicas de Peccerillo y Taylor (1976) indica que las rocas de DA2 caen en el campo de las andesitas (Figura 4.6) a excepción de la muestra Chda-2.1 (lámina QDAFH-12) que ocupa el campo de las andesitas basálticas. Las dos rocas procedentes de lavas del cerro Quinuales también se encuentran en el campo de las andesitas (Figura 4.6). La cantidad de K_2O de todas las muestras 1,65-3,61% peso, ayuda a ubicarlas dentro de la serie calco-alcalina de alto K. El rango de variación del SiO_2 para las rocas de DA2 es de 53,5 a 60,28% peso, mientras que las lavas del Quinuales tienen un rango de 57,85 a 62,49% peso de SiO_2 .

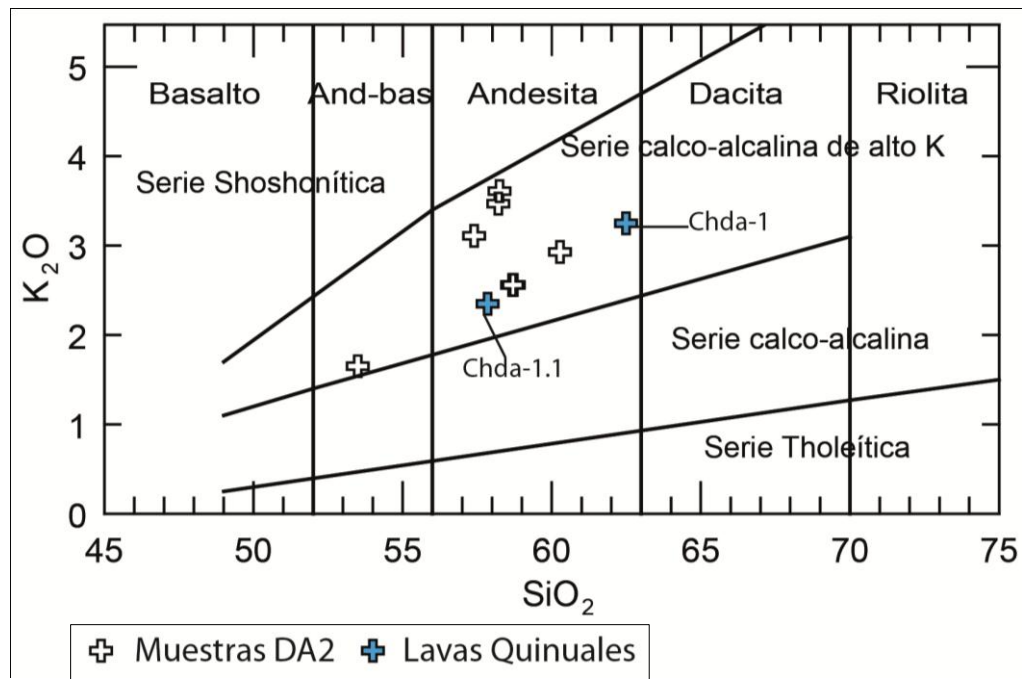


Figura 4.6. Diagrama de clasificación para rocas volcánicas de Peccerillo y Taylor (1976) para las rocas de DA2 y lavas del Quinuales que se ubican dentro del campo de alto K, la mayoría son andesitas a excepción de Chda-2.1 que se encuentra en el rango de andesita basáltica.

En los diagramas de variación Harker (Figura 4.7) se puede observar el comportamiento de los elementos mayores; para el K_2O se observa una correlación positiva entre rocas del Quinuales y DA2, tres muestras indican valores dispersos en relación a la tendencia principal. El FeO indica una correlación negativa respecto a cuatro muestras de DA2 y las lavas del Quinuales, excepto tres muestras que están enriquecidas en este elemento. En relación al MgO los valores se encuentran más dispersos, pero presentan una correlación negativa. El Na_2O , señala equivalencias muy cercanas entre varias muestras de DA2 y una muestra del Quinuales. El Al_2O_3 y CaO indican ciertas tendencias, aunque una muestra (Chda-2.1) está más enriquecida con estos dos elementos.

En resumen se tiene que las correlaciones más marcadas son para el K y Ca entre rocas del Quinuales y DA2. Las rocas tienen un marcado enriquecimiento en K, Na y Fe. La muestra Chda-1.1 del Quinuales se encuentra relacionada muy cercanamente a dos rocas de DA2, en relación a su contenido de SiO_2 y K_2O .

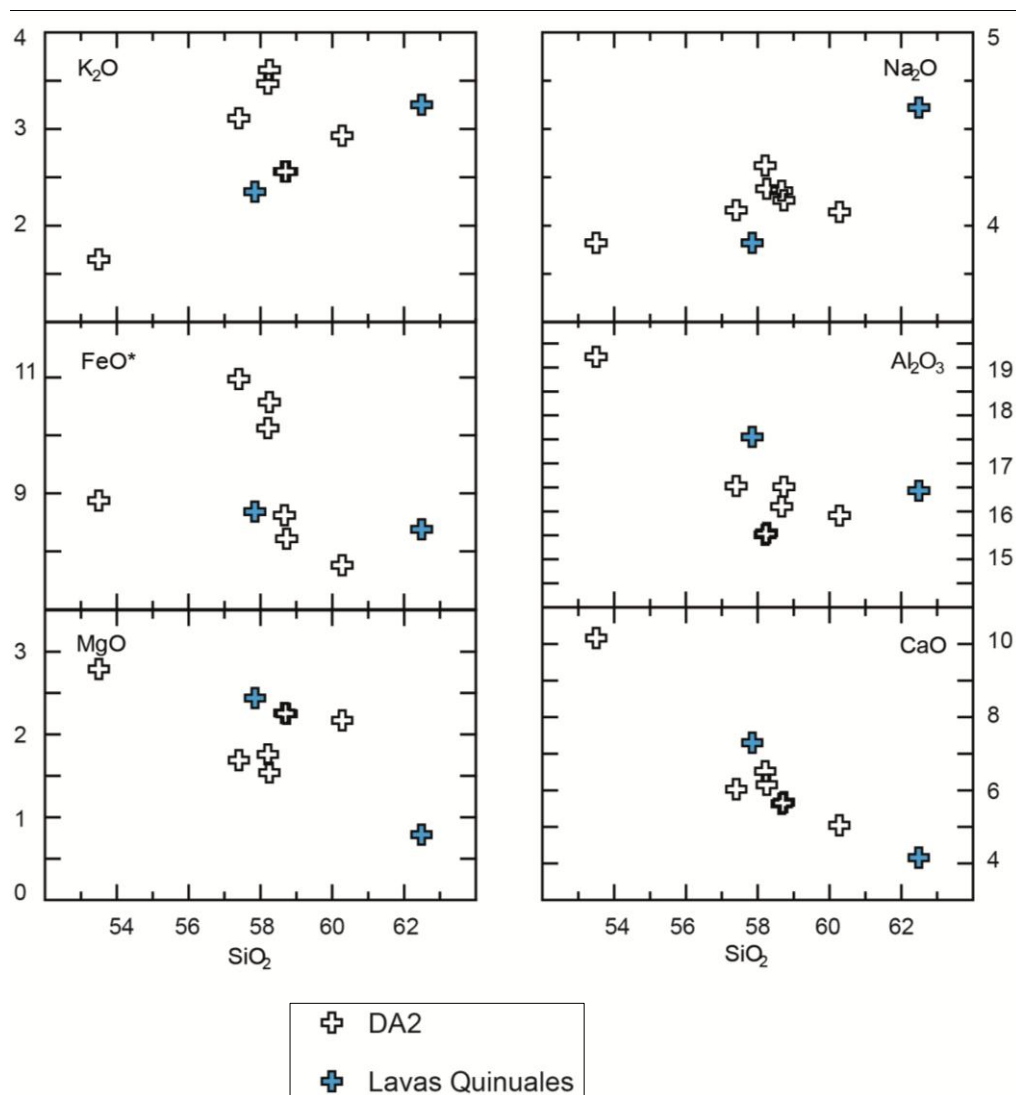


Figura 4.7. Diagramas Harker para las lavas Quinuales y rocas de DA2. Se muestran correlaciones positivas para el K y negativas para el Ca.

4.3.2. Los elementos en traza

Con respecto a los datos de elementos traza solamente se dispone de tres muestras correspondientes a DA2 (Chda-2; Chda-3 y TG-JB-62), estas muestras tienen los valores más altos en sílice para DA2. En relación al Sc el rango varía de 15 a 18,29 ppm; en el V la variación es de 200 a 230,74 ppm; el Cr varía de 4,65 a 16 ppm; el Ni tiene una variación de 7,48 a 19 ppm; el Sr tiene un rango de variación entre 461 y 527,2 ppm; el Ba varía de 937 a 1013 ppm; el Zr de 272 a 299 ppm; finalmente el Y varía de 21,72 a 32 ppm.

Capítulo V

Comparaciones petrográficas y geoquímicas de las rocas muestreadas

5.1. Comparaciones petrográficas

En lo que se refiere a la petrografía de DA1 y DA2 se puede hacer algunas comparaciones petrográficas con respecto a depósitos pertenecientes a otros volcanes que fueron ya estudiados (Bustillos; 2008 y Ordóñez; 2012). Las rocas correspondientes a los depósitos de avalancha de escombros en este estudio son en general andesitas vidriosas con clinopiroxeno y andesitas de dos piroxenos (clinopiroxeno +ortopiroxeno) con coloraciones gris medio a oscuro. Al hacer una comparación de las rocas muestreadas en DA2 con rocas de lavas que pertenecen a su probable fuente, el cerro Quinuales, se encontró que en muestras de mano las características texturales y mineralógicas son muy similares. En cambio, en el análisis de láminas delgadas se pudo observar que las rocas pertenecientes a las lavas muestran procesos de alteración y la textura y la cantidad de minerales varía con respecto a las rocas de DA2. Es muy probable que en esta sucesión de lavas con extensión lateral considerable existan aquellas que tengan características que sean iguales a las de DA2, ya que solo se han muestreado lavas de la base del escarpe principal.

Por otro lado se puede hacer una diferencia entre la petrografía presente en sectores proximales, distales y marginales de DA2. En zonas de depositación proximal se restringen las andesitas basálticas, mientras que en zonas marginales y distales se presentan en mayoría las andesitas vidriosas y andesitas vesiculares con plagioclasas.

Al Sur de la zona de estudio entre Patate y Pelileo aflora el depósito de avalancha que pertenece al volcán Huisla (Bustillos; 2008), este se caracteriza por tener andesitas con hornblenda y en menor cantidad clinopiroxeno y ortopiroxeno de colores grises claro.

Al occidente de zona de estudio El Rosario, Picaigua e Izamba, afloran una serie de depósitos de avalanchas de escombros del volcán Carihuairazo, las que son descritas por Ordóñez; 2012; según el autor los cuatro depósitos son caracterizados por tener andesitas con anfíbol, andesitas de dos piroxenos (ortopiroxeno +clinopiroxeno) y dacitas anfibólicas.

5.2. Comparaciones geoquímicas

El arco volcánico ecuatoriano, según su distancia de la fosa presenta características geoquímicas variables (enriquecimiento en la concentración de K_2O y otros elementos incompatibles) y se lo ha

dividido en **frente volcánico** donde están aquellos volcanes de la Cordillera Occidental y el Valle Interandino; el **arco principal** al cuál se asocian los volcanes de la Cordillera Real; y **tras-arco** que involucra al volcán Sumaco (Samaniego et al., 2003). El arco principal presenta características más calco-alcalinas en relación al frente volcánico, lo que podría deberse a la intervención del magma con cortezas de diferente naturaleza (Hall et al., 2008).

Los resultados que arrojaron las rocas de DA2 tienen características geoquímicas similares a las lavas muestreadas del escarpe del Cerro Quinuales, la fuente más probable de los depósitos de avalancha. Esta sucesión de lavas se encuentran en la estribación occidental de la Cordillera de Los Llanganates, donde estudios regionales la agrupan a los productos volcánicos de la Fm. Pisayambo, en este sector no se identifican estructuras volcánicas típicas de estrato-volcanes, como en otros sectores del arco donde ocurren grandes estructuras de este tipo como Tungurahua, Cotopaxi, Antisana, Cayambe. Las rocas de DA2 y lavas Quinuales están enriquecidas en K_2O , Na_2O y FeO , la mayoría de las muestras están en el rango de andesitas de alto potasio y podrían incluirse en el campo que abarcan las rocas para el arco principal (figura 5.1), aunque tres muestras sobrepasan el límite y se sitúan con un contenido de K_2O cercano al tras-arco (Figura 5.1).

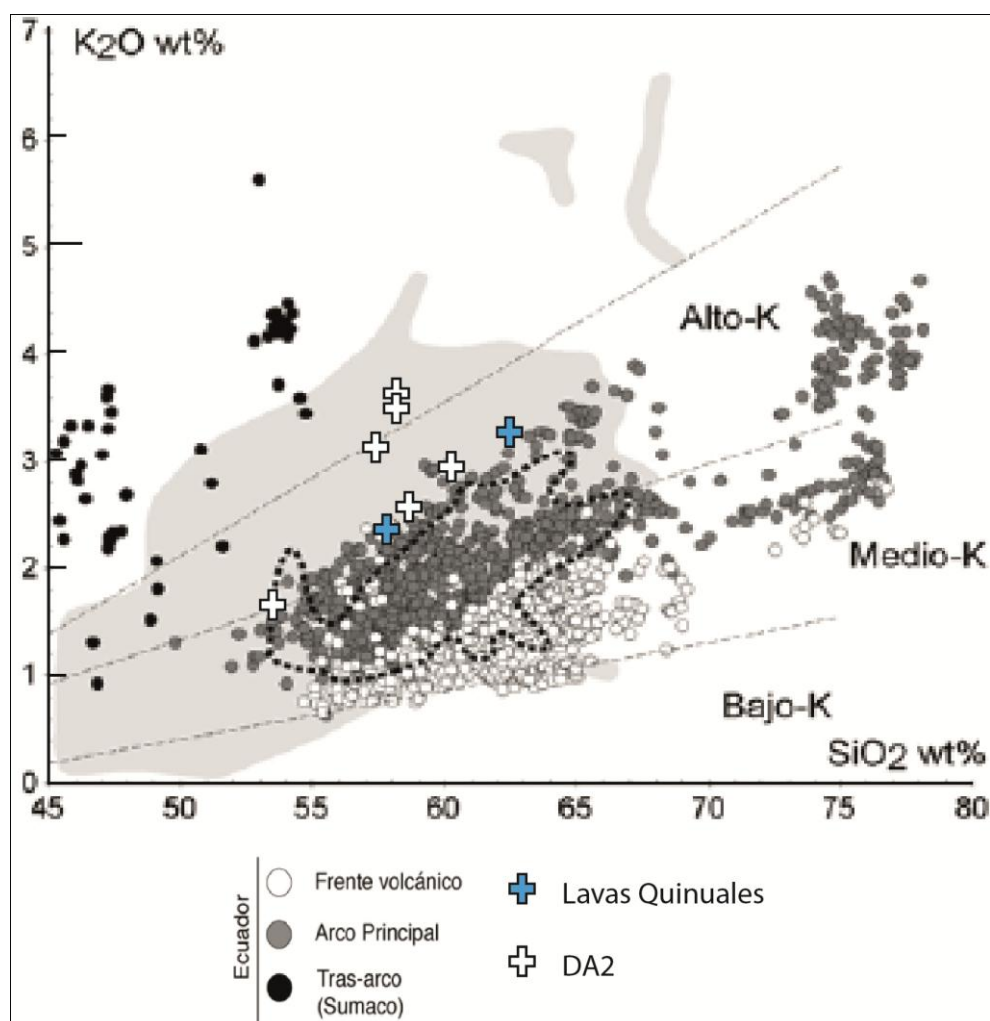


Figura 5.1. Diagrama de variación SiO_2 vs. K_2O para la caracterización del Arco volcánico ecuatoriano, las rocas de DA2 y Quinuales se encuentran más cercanas al campo que cubre el Arco Principal. Modificado de Samaniego et al., 2003.

Los datos geoquímicos que arrojan las rocas del Carihuairazo estudiado por Ordóñez; 2012 se restringen en grupos bastante homogéneos a andesitas de medio-K, en cambio las rocas pertenecientes a los volcanes, Tungurahua (en su fase antigua; Tungurahua I) y Altar se sitúan en el campo de andesitas a andesitas basálticas de alto-K (Bustillos; 2008) (Figura 5.2). En consecuencia se puede concluir que existe una similitud geoquímica con las rocas de DA2 y lavas Quinuales con las rocas del Altar y Tungurahua, aunque se desconoce la secuencia de edades del Quinuales, probablemente sean más antiguas que Tungurahua I (0.77 ± 0.05 - 0.35 ± 0.04 Ma (Barberi et al., 1988)) y más joven que las series recientes del Altar.

Estas similitudes pueden ser atribuidas a un volcanismo antiguo en el que la génesis de los magmas se deberían a su interacción con el basamento de la Cordillera Real que representa la corteza bajo el arco volcánico principal.

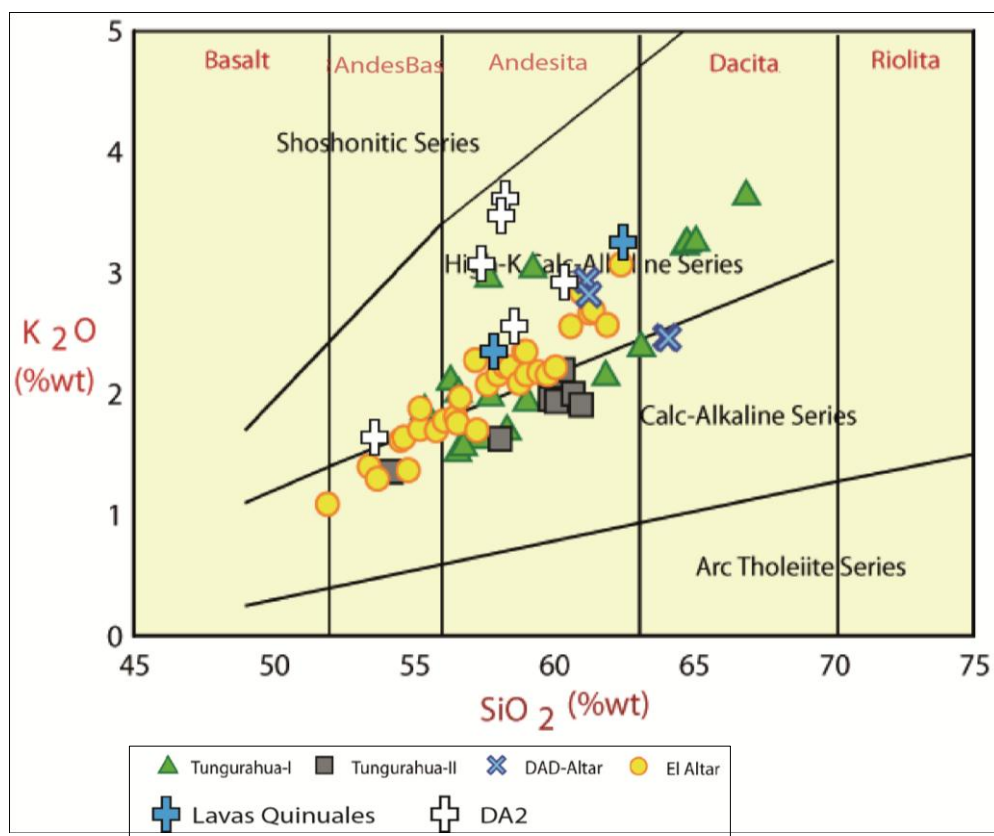


Figura 5.2. Diagrama de variación para la clasificación de rocas volcánicas de arco de Peccerillo y Taylor (1976) que indica las series magmáticas de los volcanes Tungurahua y Altar. El alto contenido de K_2O de las rocas de DA2 y Quinuales puede ser comparado con rocas del Tungurahua-I y Altar. Modificado de Bustillos; 2008.

Capítulo VI

Discusión de probables mecanismos disparadores y peligros geológicos potenciales

6.1. Factores probables para el debilitamiento estructural del edificio

6.1.1. Naturaleza del sustrato

Cuando un edificio volcánico se ha desarrollado sobre un sustrato compuesto de unidades volcánico-clásticas no consolidadas tiende a ser más inestable, produciendo deformación y fallamiento que debilita la base del volcán, el cual se hace más propenso a un colapso sectorial. Además el fallamiento del sustrato haría que el colapso sectorial y la avalancha de escombros posean una gran cantidad de bloques del mismo sustrato (van Wyk de Vries et al., 2001).

Las evidencias de campo y geoquímicas señalan que la fuente de DA2 sería el cerro Quinuales, que está compuesto en su mayoría de secuencias de lavas pseudo-estratificadas, cuyo sustrato estaría conformado por brechas gruesas, aglomerados y areniscas bien consolidadas de la formación Pisayambo. Por otra parte la discontinuidad marcada por el cambio de facies epiclásticas a lavas también pueden contribuir a la generación de una zona de debilitamiento.

En conclusión se puede decir que la naturaleza del sustrato, a pesar de no poseer unidades piroclásticas no consolidadas puede ser uno de los factores que debilitó la estructura del cerro Quinuales, sin descartar que el fallamiento regional haya contribuido en el debilitamiento y posterior colapso.

6.1.2. Inclinación del sustrato y pendiente de los flancos del edificio

El crecimiento de un edificio volcánico, cuyos flancos alcancen pendientes mayores a 30°, así como la naturaleza del sustrato, pueden contribuir a su desestabilización. Los flancos abruptos de un estrato-volcán o volcán poligenético son comúnmente más susceptibles a sufrir un colapso sectorial (McGuire; 1996), a pesar de que existen también grandes colapsos en volcanes escudo que se conforman de sucesiones monótonas de grandes mantos de lavas basálticas que forman flancos de pendientes muy bajas.

Hay que señalar que la Cordillera de Los Llanganates en su parte más occidental y en sus estribaciones está conformada por el basamento metamórfico de la Cordillera Real y las unidades de La Formación Pisayambo, ambas han sufrido levantamientos por parte de la tectónica regional y

la inclinación regional disminuye hacia el occidente conforme se acerca a la Depresión Interandina, en afloramientos del río Pucahuaico pertenecientes a la Fm. Pisayambo se ha encontrado estratos de areniscas y aglomerados con buzamientos hasta de 36° hacia el W. Ningún estrato-volcán típico ha sido identificado en la Cordillera de Los Llanganates y sus estribaciones, por lo que se esperaría que los colapsos sectoriales por parte de los remanentes volcánicos sean inexistentes o limitados.

La inclinación del basamento sería un factor contribuyente a la debilidad del Cerro Quinuales, más no la inclinación abrupta de los flancos como un estrato-volcán, como se mencionó anteriormente.

6.1.3. Actividad sismo-tectónica

Las fallas activas pueden influenciar en gran manera la estructura y crecimiento de un volcán; por ejemplo elongando su forma y dejando discontinuidades donde se puedan emplazar diques. Las causas inherentes para un colapso sectorial son la historia de la sismicidad en la región y los daños sísmicos sobre el edificio volcánico (Voight y Elsworth; 1997). También la reactivación de estructuras antiguas pueden afectar el basamento (Carrasco-Núñez et al., 2006) y contribuir a la subsidencia o levantamiento, deformando posteriormente el edificio. Voight y Elsworth; 1997, concluyen que los terremotos pueden causar que la presión del agua de poro de un material saturado aumente, causando que las partículas minerales se reorganicen y empaqueten; cuando el agua no puede drenar en el material impermeable durante el esfuerzo producido por el sismo, la carga gravitatoria es transferida de las estructuras de los minerales al fluido de poro, lo que reduce la capacidad de los materiales a resistir los esfuerzos cortantes.

La zona de estudio se encuentra en un área tectónicamente compleja donde existen fallas asociadas a suturas acrecionales (fallas Pallatanga y Peltetec) cuyos ramales reactivados intervinieron en la evolución de la Depresión Interandina (Lavenu et al., 1995; Winkler et al., 2005) con regímenes transpresivos dextrales. Dado que existen grandes paquetes de lavas sobreyaciendo al basamento metamórfico, dispuestas en forma de pseudo-estratificaciones y asociadas a fallas de rumbos N-S (Hall et al., 2011), la actividad sismo-tectónica de la región pudo haber sido una de las principales causas de debilidad en las estructuras volcánicas en la estribación occidental de Los Llanganates.

6.1.4. Actividad físico-química (condiciones de meteorización y alteración)

Los glaciares pueden contribuir y aumentar la probabilidad de colapsos de edificios; principalmente por la fuerte erosión que puedan presentar, que resulta en pendientes muy abruptas susceptibles a meteorización y alteración de la roca expuesta. También el aporte de agua meteórica y aquella fundida de los glaciares pueden entrar a formar parte del sistema hidrotermal, facilitando

las interacciones de los fluidos con la roca, como por ejemplo removilización de cationes metálicos. En estos procesos se forman nuevas fases silíceas como cristobalita y ópalo, también minerales de arcilla como caolinita y esmectita. Así los procesos de meteorización alteración hidrotermal debilitan la consistencia de las rocas (Vallance; 2000).

La morfología de la parte más oriental del área de estudio evidencia una fuerte erosión glacial manifestada con valles y circos glaciares, se sitúa en cotas de ~3600 a 4200 msnm; dónde estarían los máximos avances de los glaciares correspondientes a los períodos de Máxima Glaciación Tardía y Tardiglacial o “Younger Dryas”. De acuerdo a esta evidencia se propone que la erosión glaciárica así como el aporte de agua fundida de los glaciares interactuó en un sistema hidrotermal, facilitando la alteración de las rocas y su debilitamiento estructural. De hecho, en los afloramientos de DA2 en facies proximales, medias y distales se evidencia bloques de lavas alteradas hidrotermalmente.

6.2. Probables mecanismos disparadores para el colapso sectorial

El principal mecanismo disparador al cual se le puede atribuir el colapso sectorial que produjo DA2 es el de un terremoto tectónico de gran magnitud que pudo haber estado asociado a alguna de las fallas que forman parte de los sistemas de fallas de la Depresión Interandina y la Cordillera Real; entre ellas se encuentran la falla Llanganates cuyo segmento inicia en la Cordillera Occidental, cruza en sentido W-E la Depresión Interandina y se conecta con la Cordillera Real, tomando un rumbo NE-SW. Esta gran estructura pasa muy cerca del Quinuales, aproximadamente a 2 Km al Sur. Otros sistemas de fallas con dirección N-S, NNE-SSW como la falla Patate y NNW-SSE estarían asociados a segmentos reactivados de fallas de sutura continental. Más hacia el occidente, en la Depresión Interandina existe una estructura plegada (anticlinal Yanayacu) que estaría asociada a un fallamiento ciego que afectó las principales unidades que conforman la cuenca de Latacunga-Ambato (Fiorini y Tibaldi; 2011; Alvarado et al., 2009). La complejidad tectónica de la zona pone en evidencia que la actividad sismo-tectónica haya sido el medio más factible para el colapso sectorial. Contrariamente no se ha encontrado evidencia (depósitos de blast o material juvenil) en los depósitos de avalancha que hagan asumir una actividad volcánica disparadora o post-avalancha asociada, dándole mayor probabilidad como mecanismo disparador a un sismo.

6.3. Historia e impacto del colapso sectorial y formación de la avalancha de escombros DA2

En la estribación occidental de Los Llanganates ocurrió un colapso sectorial importante de una estructura volcánica que hasta hoy no está bien definida. El colapso de un sector de lo que hoy es el cerro Quinuales produjo una avalancha de escombros (DA2) cuyo impacto probablemente transformó el paisaje pre-avalancha. Según las características geológicas la avalancha de escombros siguió la siguiente secuencia:

Luego de que la combinación de varios factores que desestabilizaron el edificio, un gran sismo tectónico probablemente golpeó la región, disparando el deslizamiento volcánico dirigido hacia el Oeste.

La energía potencial de los bloques debió haber producido una gran aceleración gravitacional que hizo que la avalancha avance y se deposite en forma de abanico en un pequeño paleo-valle limitado al Norte por un escarpe de falla, que sirvió de barrera, aunque algunos bloques pudieron cabalgar y depositar facies marginales de poco espesor. Al sur el paleo-valle existieron también barreras, formadas por estructuras volcánicas que intervinieron en su trayectoria.

Hacia el occidente, la avalancha se encontró con una barrera topográfica que impidió su trayectoria, provocando que la mayor cantidad de escombros rellenen el paleo-valle. La avalancha se encontró con una barrera topográfica que impidió su trayectoria hacia el occidente, después de esto la mayor cantidad de escombros rellenan el paleo-valle.

El flujo continuó al Sur siguiendo un paleo-valle confinado; en esta trayectoria la avalancha adquirió una gran cantidad de agua, vegetación y material proveniente del paleo-valle. El aporte de agua pudo haber venido de varias fuentes como la meteórica, glaciárica, de drenajes bloqueados, de sistemas hidrotermales donde la abundante alteración de minerales, principalmente de arcilla, aumenta la porosidad y disminuye la permeabilidad de la roca, por lo que grandes reservorios de agua pueden quedar atrapados dentro de la masa (Vallance; 2000). Es muy probable que el flujo haya bloqueado ríos cuyos drenajes se estancaron formando lagos.

La movilidad, el área y el volumen (Figura 6.1) de una avalancha de escombros son datos que proporcionan una idea de los impactos producidos por tal fenómeno y sirven de base para plantearse posibles amenazas en caso de que pueda presentarse un evento similar. La movilidad de DA2 puede ser comparada con otras avalanchas de escombros por medio de la relación H/L, se observa que se encuentra dentro del rango de las avalanchas volcánicas (Figura 6.2).

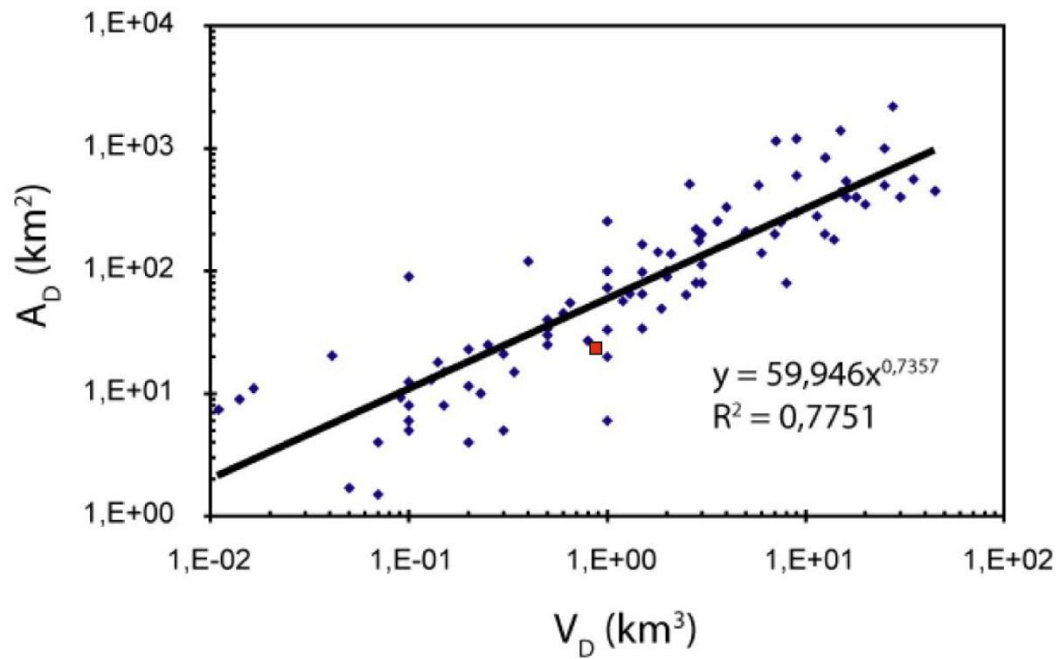


Figura 6.1. Correlación entre área y volumen de avalanchas de escombros continentales. En rojo se muestra DA2. Tomado de Bernard 2008.

La relación H/L es de 0.12 para DA2, lo que puede ser comparado con otros depósitos alrededor del mundo; el volumen es de aproximadamente 0.88 Km^3 en un área de 23.89 Km^2 .

La diferencia entre la altura máxima de colapso ($\sim 4000 \text{ msnm}$) y la altura mínima en la que se encuentra el depósito ($\sim 2040 \text{ msnm}$), da como resultado $H=1.96 \text{ Km}$; la distancia máxima recorrida por la avalancha DA2 sería de $L=\sim 17 \text{ Km}$.

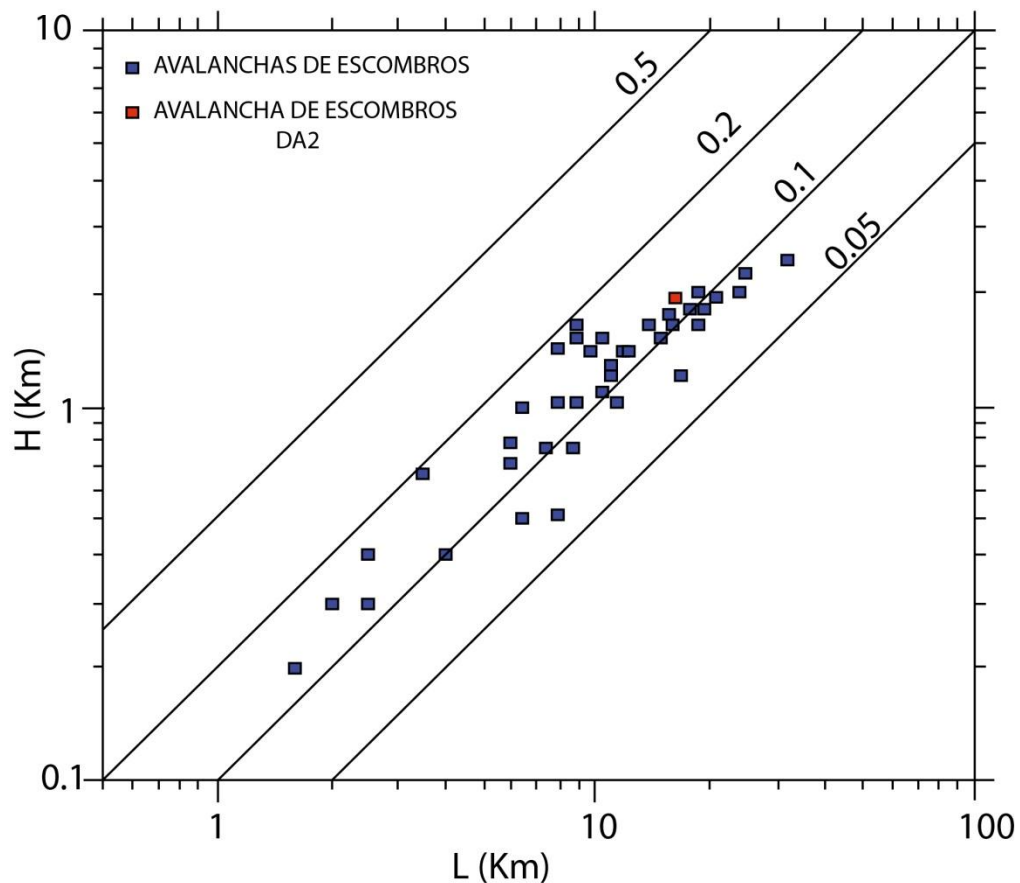


Figura 6.2. Relación H/L para avalanchas de escombros en volcanes japoneses. En rojo se muestra para DA2. Modificado de Ui et al., 2000.

6.4. Peligros geológicos potenciales en el sector

Avalanchas de escombros

Las avalanchas de escombros están entre los fenómenos volcánicos más peligrosos, aunque su ocurrencia en el tiempo es relativamente pobre, las avalanchas pueden exceder velocidades de 300 Km/h y debido a su gran movilidad alcanzan distancias muy grandes, llegando a cubrir áreas muy extensas con material que muchas veces sobrepasa 1 Km³ de material, así ningún tipo de construcción hecha por el hombre sería capaz de resistir a su impacto. Las avalanchas de escombros también tienen la capacidad de superar barreras topográficas de cientos de metros y obstruir drenajes que luego de colapsar los diques se producen flujos de lodo y escombros.

Es poco probable que suceda una avalancha de escombros de características similares a DA2, sin embargo es posible que ocurran pequeñas caídas de rocas que pueden generarse en los escarpes de pendientes abruptas, principalmente en las estribaciones occidentales de Los Llanganates, en el escarpe del cerro Quinuales ocurren constantemente desprendimientos de roca, incluso existen

reseñas históricas acerca de estos acontecimientos, como por ejemplo el terremoto de Riobamba de 1792 (Egred; 2004).

Flujos de lodo y escombros

Los flujos de lodo y escombros se forman al mezclarse cantidades variables de rocas y suelos y agua que luego fluye fácilmente por los cauces a velocidades altas. Los principales peligros de estos fenómenos son las inundaciones que provocan y dejan gran cantidad de materiales, que alcanzan varios metros de espesor en los flancos del drenaje por el que circulan, además tiene la capacidad de transportar bloques de varios metros cúbicos.

Los flujos de lodo y escombros han sido acontecimientos geológicos recientes más comunes en la zona de estudio. Los depósitos de flujo de lodo que contienen restos de cerámica colonial y afloran entre Cuzatahua, Capulicito y Emilio María Terán son evidencia del peligro potencial existente para este tipo de fenómenos. Lo más probable es que se hayan originado por el rompimiento de represas temporales generadas por deslizamientos luego de terremotos importantes. Las rupturas de los diques generaron los flujos que posteriormente afectaron zonas bajas. Por ejemplo se tienen reseñas de que en el terremoto de 1797 el río Patate estuvo detenido por tres meses y sus aguas inundaron los “Quillanes” (reseña compilada del museo de Patate).

En las terrazas del río Pucahuaico entre Cuzatahua y Los Andes afloran al menos cuatro depósitos de este tipo, que evidencian procesos sucesivos en el tiempo. En el valle del río Corazón afloran grandes bloques en las terrazas que bordean el cauce del río, según la memoria colectiva un flujo habría inundado el área hace pocas décadas, llevándose principalmente ganado y animales. Por estas razones los flujos de lodo y escombros se encuentran entre los más peligrosos para la zona y podrían volver a ocurrir.

Deslizamientos

De los principales terremotos que afectaron la región (1698, 1757, 1797, 1949), se tiene documentación histórica de los grandes deslizamientos que produjeron, cobrando vidas humanas y animales, destruyendo gran parte de la infraestructura hecha por la mano del hombre. Del terremoto de 1949 se desprenden anécdotas, vivencias e historias que pueden servir de una u otra manera para tomar cuenta de la magnitud de los fenómenos asociados con los deslizamientos disparados por este sismo.

En el sector de Pelileo se observa la presencia de deslizamientos con sus escarpes, y hacia Oriente en las partes más altas se observan deslizamientos rotacionales y traslacionales, principalmente en el sector de El Sucre. En conclusión, los deslizamientos son también un peligro geológico muy importante que hay que tomar en cuenta para la planificación territorial.

Lahares

Constituyen una mezcla de cantidades variables de agua con material volcánico (rocas, cenizas, pómez) que fluyen por los drenajes que rodean un volcán. Su capacidad destructiva es muy alta ya que transporta grandes bloques y pueden llegar a distancias muy grandes desde su fuente, inundando de material extensas zonas. Los lahares se pueden formar por la fusión de un casquete glaciar durante una erupción o cuando agua de las lluvias o lagos saturan material piroclástico.

Los lahares también constituyen un peligro para las zonas bajas del área de estudio, el río Cutuchi ha sido uno de los principales drenajes de los peligrosos lahares del volcán Cotopaxi. Las zonas bajas especialmente Quillán son vulnerables a este fenómeno.

Terremotos

La región se encuentra en una zona tectónicamente compleja y sísmicamente activa; rupturas de las fallas y pliegues de la zona podrían generar terremotos de magnitud importante. Por ejemplo el Nido sísmico de Pisayambo es uno de los de mayor actividad del país (Troncoso; 2009), se registran sismos permanentes de baja magnitud y formaría parte del sistema mayor de fallas dextrales Pallatanga-Chingual. No es descartable la posibilidad de la ocurrencia de un sismo en este sector, ya que en épocas históricas han acontecido, lo que conlleva a pensar en sus efectos.

- **Algunas reseñas históricas**

Se citan textos de reseñas históricas, específicamente del terremoto del terremoto de 1797, del libro “Monografía General del Cantón Píllaro”; Coba, R., 1929:

“En la madrugada del cuatro de Febrero de mil setecientos noventa y siete, del lado oriental, como si viniera un gran aluvión por las entrañas de la tierra, sucedió el primero y tremendo remezón en que cayeron, en Píllaro, la Iglesia y varias casas, muriendo uno de los Sacerdotes y muchas personas seglares. Los montes de Quimbana y Tasinteo parecían ir y venir en oleada, y los cerros Huicotango, Quinuales y Cotourcu, así como el Punguloma y Yanacasha y todas las lomas,

parecían bailarines, los temblores y tronidos largos eran casi sin interrupción, las gentes al huir se caían mareadas, la tierra se habría y se cerraba tragándose lo que estaba sobre ella, el cerrito Quilimbulo, a la vista de todos los del lado de San Miguelito que, de rodillas estaban clamando misericordia a Dios y que habían acudido a refugiarse en la residencia de la santa señora Carrillo en “Huariloma”, se deshizo y se hundió lentamente, convirtiéndose en un inmenso lago, que se desbordó por la hondonada que ahora es quebrada de Quilimbulo y desembocando en el río Cutuchi.”

“En los cerros de Chinintagua, en Iatsil, en uno de los fuertes temblores, se abrió un boquerón del cuál salió inmensa cantidad de lodo que, inundando los campos vecinos fue a desembocar, como el aluvión de Quilimbulo, en el Cutuchi; otro temblor produjo derrumbamientos que taparon el boquerón, pero hizo desprenderse sobre el Cutuchi, del Huapante y del Naxichi, por dos meses. Sobre el profundo cauce, las aguas se elevaron a una altura de ciento quince metros, formando una gran laguna casi hasta San Miguel de Muliambato. Izamba, que ocupaba un sitio cercano a Cunchibamba, y no el actual, fue tapado y destruido con la inundación del Cutuchi, así como desaparecieron todos los fundos, sembríos, huertas, caseríos, etc., de la hoya inundada.”

“Otro enorme desplome de peñascos en los cerros Huicotango, Quinuales y Tandacpata, al S.E. de Píllaro, con muchos brotes de agua, aumentaron enormemente el caudal del río Cutsatagua, produciendo el aluvión otros derrumbamientos de los promontorios de Quillán y Tontapí, con que se detuvieron las aguas de los crecidos ríos Ambato, Pachanlica y de los de Cutsatagua, Quilimbulo y Callate, elevándose el regolfo hasta más de doscientos metros de altura y hasta el sitio llamado Las Pishilatas. Otro derrumbamiento de las lomas de Chumaquí y el desborde de las aguas retenidas, arrasaron la Hacienda El Obraje con ochocientas personas....”

Capítulo VII

Conclusiones y recomendaciones

7.1. Conclusiones

- La Cordillera de los Llanganates y su estribación occidental están constituidas de unidades volcánicas Mio-Pliocénicas que sobreyacen al basamento metamórfico de la Cordillera Real. Además el basamento de la Cordillera Occidental podría estar prolongado muy al oriente, en la Depresión Interandina, debido a que existen afloramientos de rocas con afinidad de plateau oceánico en la zona de estudio (Volcánicos de Quillán). El sustrato volcano-sedimentario de la zona de estudio está constituido por la Fm. Pisayambo, Fm. Latacunga y depósito ignimbrítico Chalupas.
- La estribación occidental de los Llanganates ha sido susceptible a tener colapsos sectoriales a pesar de no existir grandes formas estrato-volcánicas comunes en la Cordillera Real. Principalmente debido a la interacción en conjunto de varios factores de debilitamiento de las estructuras volcánicas, como la naturaleza e inclinación del sustrato, la actividad sismo-tectónica, actividad físico-química (condiciones de meteorización y alteración), así como la falta de un volumen de magma importante para facilitar el crecimiento de estratovolcanes.
- De los depósitos de avalancha de escombros identificados en el campo, se nombró DA1 al que presenta condiciones morfológicas y geológicas menos favorables para su interpretación, por su nivel de erosión se cree es más antiguo del que se nombró DA2; las características de DA2 permitieron una interpretación más detallada.
- De acuerdo a evidencias geológicas y morfológicas el colapso sectorial que produjo el depósito de avalancha de escombros DA2 está asociado al cerro Quinuales, aunque esta estructura no evidencia una forma típica en cicatriz de deslizamiento, debido probablemente a la erosión a la que fue sometida durante el tiempo.
- Para DA1 se ha calculado un área de $2,56 \text{ Km}^2$ y un volumen mínimo de $0,05 \text{ Km}^3$. El valor del volumen es mínimo ya que la presencia de afloramientos que permitan estimar espesores y la incertidumbre del área de distribución hacen difícil obtener datos más reales.

- DA2 se encuentra en un área de 23,89 Km², el volumen es de 0,88 Km³, el que se ha calculado con un espesor promedio de casi 40 metros. La movilidad que presenta DA2 de acuerdo a la relación H/L entra dentro del rango típico para la movilidad de un deslizamiento volcánico.
- De acuerdo a los datos geoquímicos se puede relacionar a las rocas de DA2 con las rocas de lavas tomadas en el escarpe del cerro Quinuales, proporcionando mayor evidencia de que el colapso sectorial se produjo en este cerro. Las rocas de DA2 y lavas Quinuales entran dentro del rango de andesitas de alto potasio y andesitas basálticas de alto potasio, con un marcado enriquecimiento en K, Na y Fe.
- Las rocas de DA2 y lavas Quinuales pueden ser geoquímicamente correlacionadas con rocas enriquecidas en K del arco volcánico principal ecuatoriano, aunque existen muestras de DA2 que por su alto contenido en K se acercan a rocas del tras-arco.
- Los productos volcánicos antiguos correspondientes al Tungurahua I y volcán El Altar se encuentran en el campo de andesitas y andesitas basálticas de alto potasio, igual que las rocas de DA2 y lavas Quinuales. Esto podría responder a un tipo de magmatismo que ha venido variando con el tiempo en la Cordillera Real.
- La petrografía de DA2 se caracteriza por tener andesitas con clinopiroxeno, andesitas de dos piroxenos y andesitas basálticas, las rocas de las lavas Quinuales en muestras de mano se parecen texturalmente a las de los depósitos de avalancha, en sección delgada se comparó solo una muestra de lava, evidenciándose una mineralogía casi similar, pero la lava tenía un grado de alteración mayor. La petrografía de DA1 incluye andesitas basálticas y andesitas con fenocristales de plagioclasa y grandes vesículas, una roca dacítica de color blanco está asociada a este depósito.
- La avalancha de escombros que generó el depósito DA2 no estuvo relacionada a una actividad volcánica eruptiva ya que no se encontró evidencias de blast o material juvenil.
- La causa más probable para el colapso sectorial que generó DA2 es una actividad sismo-tectónica que produjo un terremoto de gran magnitud, la estructura debió estar debilitada por varios factores, entre ellos la naturaleza e inclinación del sustrato.
- A favor del mecanismo disparador es que esta zona se encuentra en una región tectónicamente compleja, donde existen fallas que representan suturas acrecionales y que podrían estar reactivadas; por ejemplo la sutura Cordillera Real-Cordillera Occidental.

Además se encuentra dentro del sistema principal de fallas de desplazamiento de rumbo Pallatanga-Chingual, sistema de fallas Pisayambo, sistema de fallas y pliegues de la Depresión Interandina.

- Por las evidencias estratigráficas se propone una edad relativa $<211 \text{ Ka}$ y $>10 \text{ Ka}$ para DA2.
- La avalancha de escombros que generó DA2 produjo un gran impacto en el ambiente de ese entonces, su capacidad erosiva y de recorrido en un valle confinado fueron significativos. El recorrido de la avalancha fue hacia el occidente y luego al Sur debido a que se encontró con una barrera topográfica cuya evidencia es el Cerro Nitón y la terraza de Chiquicha.
- Evidencias morfológicas relativamente poco erosionadas señalan que existen cuerpos volcánicos como flujos de lava en la estribación de los Llanganates que señalarían una actividad Pliocénica tardía.
- La presencia de depósitos de flujo de lodo con cerámica colonial en el sector indican que este tipo de fenómenos son peligrosos y recurrentes en tiempos presentes.
- La zona de estudio es vulnerable a deslizamientos, represamientos, flujos de lodo y escombros que pueden ser causados por terremotos y lluvias intensas en la región, las reseñas y documentación históricas ya lo han comprobado.
- Los terremotos han sido los principales disparadores de fenómenos geológicos que han afectado en el tiempo a la población de la región.

7.2. Recomendaciones

- Realizar el mapeo geológico a detalle en la estribación occidental de Los Llanganates, que permita definir las estructuras volcánicas y poder comprobar su actividad Pliocénica tardía.
- Realizar más análisis geoquímicos de las lavas Quinuales y DA2 para poder interpretar mejor el magmatismo de este sector de la Cordillera Real, así como la relación DA2 Quinuales.
- Hacer estudios sedimentológicos detallados en DA2 para proponer modelos de emplazamiento.
- Proponer un estudio geo-estructural en el sector para definir zonas de debilidad y definir de mejor manera las razones porque se producen deslizamientos en estructuras que no tienen la forma típica de un estrato-volcán.
- Realizar estudios de amenaza y riesgo por deslizamientos que puedan afectar a las poblaciones cercanas en la zona de estudio.
- Hacer que la población se familiarice con los peligros geológicos potenciales del sector y se forme una memoria colectiva de precaución y sirva de base en un ordenamiento territorial por parte de las autoridades.
- Evitar que procesos antrópicos erosionen los escarpes donde afloran las avalanchas de escombros, ya que su inestabilidad puede causar caídas de escombros que represen cauces de ríos y luego se produzcan inundaciones.

Capítulo VIII

Referencias bibliográficas

1. **Aalto, K.R., Miller III, W., 1999.** *Sedimentology of the Pliocene Upper Onzole Formation, an inner-trench slope succession in the northwestern Ecuador.* Journal of South American Earth Sciences, 12, 69-85.
2. **Alvarado, A; 2009.** *Sistema Saquisilí-Poaló-Yambo (EC-51);* en Atlas de deformaciones Cuaternarias de los Andes. Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas. Publicación geológica multinacional No. 7.
3. **AMOCO-PETROECUADOR; 1993.** *Coastal Ecuador Technical Evaluation Agreement.* Vol I, 207 p. Ecuador.
4. **Andrade, D., van Wyk de Vries, B., 2010.** *Structural analysis of the early stages of catastrophic stratovolcano flank-collapse using analogue models.* Bull. Volcanol. 72, 771-789.
5. **Aspden, J., Litherland, M., 1992.** *The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador.* Tectonophysics, 205; 187-204.
6. **Baldock, J; 1982.** *Boletín de la Explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador Escala 1:1,000.000.* Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. Quito, Ecuador.
7. **Barba, D., 2006.** *Estudio Vulcanológico del Complejo Volcánico Chimborazo-Ecuador.* Tesis de grado. Ingeniería geológica. Escuela Politécnica Nacional.
8. **Barberi, F., Coltelli, G., Ferrara, F., Innocenti, F., Navarro, M., Santacroce, R., 1988.** *Plio-Quaternary volcanism in Ecuador.* Geol. Mag, 125 (I), pp. 1-14.
9. **Beate, B., 1985.** *El flujo piroclástico de Chalupas como causante de un desastre natural en el Cuaternario de los Andes septentrionales de Ecuador.* Actas I Simp. Latin. Amer. Sobre Desastres Naturales, 21-27.
10. **Beate, B., Hammersley, L., DePaolo, D., Deino, A., 2006.** *La edad de la ignimbrita de Chalupas, Prov. de Cotopaxi, y su importancia como marcador estratigráfico.* Sextas Jornadas de Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional. Quito-Ecuador, p. 68-71.
11. **Belousov, A., Belousova, M., Voight, B., 1999.** *Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia.* Bull. Volcanol. 61, 324-342.

12. **Bernal, C., Christophoul, F., Soula, J-C., Darrozes, J., Bourrel, L., Laraque, A., Burgos, J., Bès de Berc, S., Baby, P., 2012.** *Gradual diversions of the Rio Pastaza in the Ecuadorian piedmont of the Andes from 1906 to 2008: role of tectonics, alluvial fan aggradation, and ENSO events.* Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch). Doi: 10.1007/s00531-012-0752-9. 101, 1913-1928.
13. **Bernard, B., van Wyk de Vries, B., Barba, D., Leyrit, H., Robin, C., Alcaraz, S., Samaniego, P., 2008.** *The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: Deposit characteristics as evidence of emplacement mechanisms.* Journal of Volcanology and Geothermal Research. 176, 36-43.
14. **Bernard, B., 2008.** *Étude des dépôts d'avalanches de débris volcaniques: analyse sédimentologique d'exemples naturels et identification des mécanismes de mise en place.* Thèse Docteur. Université Blaise Pascal. France, 293.
15. **Bernard, B., van Wyk de Vries, B., Leyrit, H., 2009.** *Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their reworked products: the Perrier sequence (French Massif Central).* Bull. Volcanol. DOI 10.1007/s00445-009-0285-7.
16. **Bernard, B., van Wyk de Vries, B., 2010.** *Advances in field work approach on volcanic debris avalanche deposits: understanding their context and explaining processes using facies analysis.* Geophysical Research Abstracts. Vol. 12, EGU2010-6651. EGU General Assembly 2010.
17. **Bernard, B., Andrade, D., 2011.** *Mapa de volcanes cuaternarios del Ecuador continental.* Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
18. **Bés De Berc, S., Baby, P., Soula, J-C., Rosero, J., Souris, M., Christophoul, F., Vega, J., 2004.** *La superficie Mera-Upano: marcador geomorfológico de la incision fluvial y del levantamiento tectónico de la zona subandina ecuatoriana.* En: Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R; (edits.) 2004. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo (1ra ed.). IFEA-IRD-PETROECUADOR. Quito.
19. **Best, M. G., 2003.** *Igneous and metamorphic petrology.* Blackwell Publishing, U.K., 2nd ed., pp. 758.
20. **Bustillos, J., 2008.** *Las Avalanchas de Escombros en el sector del volcán Tungurahua.* Tesis de Grado. Ingeniería geológica. Escuela Politécnica Nacional.
21. **Bustillos, J., Samaniego, P., Robin, C., Barba, D., Ramón, P., Le Pennec, J-L., 2011.** *Las avalanchas de escombros del volcán Tungurahua.* Séptimas jornadas de ciencias de la Tierra. Politécnica, Quito.
22. **Cáceres, B., 2010.** *Evolución de los glaciares del Ecuador y su relación con el cambio climático.* Resúmenes Extendidos XV Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú, pub. esp. 9, 1-3.

23. **Cantalamessa, G., Di Celma, C., 2004.** *Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador).* Journal of South American Sciences. 16, 633-648.
24. **Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M., Rodríguez, S., 2006.** *Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment.* Journal of Volcanology and Geothermal Research. 158, 151-176.
25. **Cediel, F., Shaw, R. P., Cáceres, C., 2003.** *Tectonic assembly of the Northern Andean Block*, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir* 79, p. 815-848.
26. **Christophoul, F., Burgos, J., Baby, P., Soula, J-C., Bès De Berc, S., Dávila, C., Rosero, M., Rivadeneira, M., 2004.** *Dinámica de la Cuenca de ante-país Oriente desde el Paleógeno.* En: Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R; (edits.) 2004. *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo* (1ra ed.). IFEA- IRD-PETROECUADOR. Quito.
27. **Clapperton, C., Vera, R., 1986.** *The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer.* Journal of Quaternary Science; vol. 1; p. 45-56.
28. **Clapperton, C., 1993.** *Quaternary Geology and Geomorphology of South America.* Elsevier Science Publishers B.V., 779 p., Amsterdam.
29. **Clapperton, C., Hall, M., Mothes, P., Hole, M., Still, J., Helmens, K., Kuhry, P., Gemmell, A., 1997.** *A Younger Dryas Icecap in the Equatorial Andes.* Quaternary research, 47, p. 13-28.
30. **Clavero, J., Sparks, R., Huppert, H., Dade, W., 2001.** *Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile.* Bull. Volcanol. Doi: 10.1007/s00445-001-0183-0. 64, pp. 40-54.
31. **Coba, J., 1929.** *Monografía General del Cantón Píllaro.* Academia Nacional de Historia, Quito.
32. **Coello, F., 2010.** *Consultoría para la zona suroccidental de la IBA Parque Nacional Llanganates;* 141 p.
33. **Córdova, D., Colimba, O., Moreira, L., Pumasunta, J., 2013.** *Informe de campo-Geología del Ecuador.* FIGEMPA, Universidad Central del Ecuador.
34. **Crandell, D., 1989.** *Gigantic Debris Avalanche of Pleistocene Age from Ancestral Mount Shasta Volcano, California, and Debris-Avalanche Hazard Zonation.* US Geological Survey Bulletin 1861, 33.

35. **Dávila, F., 1990.** *Geodinámica Plio-Cuaternaria de la Cuenca de Latacunga-Ambato Sector entre Salcedo y Pillaro*. Tesis de grado. Ingeniería geológica. Escuela Politécnica Nacional.
36. **DGGM; 1978.** *Mapa geológico de Ambato escala 1:100.000*. Hoja 68 (CT-ÑIV-A).
37. **DGGM; 1982.** *Mapa geológico de San José de Poaló escala 1:100.000*. Hoja 87 (CT-ÑIV-B-3990).
38. **Di Roberto, A., 2007.** *Depositi torbiditici cogenetici a frane oloceniche del vulcano di Stromboli: implicazioni per la mitigazione del rischio derivante da tsunami*. Tesi di Dottorato. Università degli Studi di Bologna. Italia, 168.
39. **Dufresne, A., Davies, T., 2009.** *Longitudinal ridges in mass movement deposits*. *Geomorphology*. 105, pp. 171-181.
40. **Ego, F., Sébrier, M., Lavenue, A., Yepes, H., Egues, A., 1996.** *Quaternary state of stress in the Northern Andes and restraining bend model for the Ecuadorian Andes*. *Tectonophysics*, 259., 101-116.
41. **Egred, J., 2004.** *El Terremoto de Riobamba del 4 de febrero de 1797*. Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional. Publicado originalmente en Alvarado, Alexandra et. al, *Investigaciones en geociencias. Volumen 1*”, IRD-Instituto Geofísico – Corporación Editora Nacional, Quito.
42. **Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M., Costa, C., Dart, R., 2003.** *Database and map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions*. USGS Open-File Report 03-289, 77 p.
43. **Feininger, T., Seguin, M., 1983.** *Simple Bouguer anomaly field and inferred crustal structure of continental Ecuador*. *Geology* 11, 40-44.
44. **Fiorini, E., Tibaldi, A., 2011.** *Quaternary tectonics in the central Interandean Valley, Ecuador: fault-propagation folds, transfer faults and the Cotopaxi Volcano*. *Global and Planetary Change*, doi: 10.1016/j.gloplacha.2011.06.002.
45. **Freundt, A., Wilson, C., Carey, S., 2000.** *Ignimbrites and block and ash flow deposits*. In *Encyclopedia of Volcanoes*, In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J (eds). Academic, London, pp 581-599.
46. **Garrison, J., Davidson, J., 2003.** *Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes*. *Geological Society of America. Geology*; v. 31; no. 6; p. 565-568.
47. **Glicken, H., 1991.** *Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches*. In: Fisher RV, Smith GA (eds) *Sedimentation in Volcanic Settings*, SEPM Spec Pub 45. SEPM, Tulsa, OK, pp 99-106.

48. **Glicken, H., 1996.** *Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington.* USGS Open File Rep 96-677. P. 90.
49. **Goossens, P., Rose, W., 1973.** *Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador.* Geological Society of American Bulletin, v. 84, p. 1043-1052.
50. **Guillier, B., Chatelain, J-L., Jaillard, É., Yepes, H., Poupinet, G., Fels, J-F., 2001.** *Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America).* Geophysical researches letters, vol. 28, NO. 19, pages 3749-3752.
51. **Gutscher, M., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J., 1999.** *Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision.* Earth and Planetary Science Letters 168 , 255-270.
52. **Hall, M.L., Beate, B., 1991.** *El Volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador.* El Paisaje Volcánico de la Sierra Ecuatoriana, Corp. Edit. Nac; Quito, pp. 5–18.
53. **Hall, M., Robin, C., Beate, B., Mothes, P., Monzier, M., 1999.** *Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards.* Journal of Volcanology and Geothermal Research. 91, 1-21.
54. **Hall, M., Mothes, P., 2007.** *The rhyolitic-andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador.* Bull Volcanol, doi: 10.1007/s00445-007-0161-2.
55. **Hall, M., Samaniego, P., Le Pennec, J-L., Johnson, J., 2008.** *Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity.* Journal of Volcanology and Geothermal Research. 176, 1-6.
56. **Hall, M., Mothes, P., 2008.** *The Chacana Caldera Complex-Ecuador.* 2nd. Workshop on Collapse Calderas., Queretaro-Mexico. Abstract.
57. **Hall, M., Mothes, P., Anhalzer, J., Martínez, S., 2011.** *Volcanismo en los Llanganates: Nuevas interpretaciones.* Séptimas jornadas de ciencias de la Tierra. Politécnica, Quito.
58. **Herrera; F., Argüello C., 2012.** *Reconocimiento de un depósito de avalancha de escombros volcánica en la estribación occidental de Los Llanganates.* Teledetección 2012; p. 9-12.
59. **Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J-P., Cotten, J., 2007.** *Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador).* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 159, 366-392.
60. **Hughes, R., Bermúdez, R., 1997.** *Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00' and 1°00'S.* Quito-Ecuador, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Report 4 (CODIGEM-British Geological Survey), 75 p.

61. **Hughes, R., Pilatasig, L., 2002.** *Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador*. Tectonophysics, 345; 29-48.
62. **Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D., Helg, U., Hammer, C., 2002.** *Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador*. Earth-Science Reviews 57, 75-124.
63. **Instituto Geográfico Militar; 1973.** *Hoja Topográfica Ambato* (CT-ÑIV-A4b, 3890-II-NE), Provincia de Tungurahua; escala 1:25.000.
64. **Instituto Geográfico Militar; 1974.** *Hoja topográfica Baquerizo Moreno* (CT-ÑIV-B3a, 3990-II-NW), Provincia de Tungurahua; escala 1:25.000.
65. **Instituto Geográfico Militar; 1974.** *Hoja topográfica Pelileo Nuevo* (CT-ÑIV-A4d, 3890-II-SE), Provincia de Tungurahua; escala 1:25.000.
66. **Instituto Geográfico Militar; 1974.** *Hoja Topográfica La Joya* (CT-ÑIV-B3c, 3990-III-SW), Provincia de Tungurahua; escala 1:25.000.
67. **ITALCONSULT; 1971.** *Proyecto Pisayambo: Informe sobre los resultados de las investigaciones de campo y laboratorio. Geología y Geotecnia. Ecuador*. Junta Nacional de Planificación y Coordinación. Instituto Ecuatoriano de Electrificación. Instituto Ecuatoriano de recursos Hidráulicos. Vol. 2, 277p.
68. **Jaillard, E., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A., Bulot, L., 1999.** *Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador*. Journal of South American Sciences 12, 51-68.
69. **Jaillard, E., Lapierre, H., Ordoñez, M., Toro Álava, J., Amórtegui, A., Vanmelle, J., 2009.** *Accreted oceanic terranes in Ecuador: Southern edge of the Caribbean plate?* In: The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. James, K., Lorente, M., Pindell, J (eds). Geological Society London Special Publication, 328, pp. 469-485.
70. **Jibson, R., Harp, E., Schulz, W., Keefer, D., 2005.** *Large rock avalanches triggered by the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002*. J Engin. Geolog. Res. 83, 144-160.
71. **Keigler, R., Thouret, J-C., Hodgson, K., Neall, V., Lecointre, J., Procter, J., Cronin, S., 2010.** *The Whangaehu Formation: Debris-avalanche and lahar deposits from ancestral Ruapehu volcano, New Zealand*. Geomorphology. 133, pp. 57-79.
72. **Kennerley, J., 1971.** *Geology of the Llanganates Area, Ecuador*. Report No. 21, Institute of Geological Sciences-Overseas Div., London.
73. **Kerr, A., White, R., Thompson, P., Tarney, J., Saunders, A., 2003.** *No Oceanic Plateau-No Caribbean Plate? The seminal role of an Oceanic Plateau in Caribbean plate evolution*, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of

Mexico and Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 126-168.

74. **Laraque, A., Guyot, J-L., Pombosa, R., 2004.** *Hidroclimatología del Oriente e hidrosedimentología de la Cuenca del Napo*. En: Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R; (edits.) 2004. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo (1ra ed.). IFEA-IRD-PETROECUADOR. Quito.
75. **Lavenue, A., Noblet, C., Bonhomme, MG., Eguez, A., Dugas, F., Vivier, G., 1992.** *New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: implications for the relationship between sedimentation, volcanism and tectonics*. Journal of South American Earth Sciences 5(3/4), 309-320.
76. **Lavenue, A., Winter, Th., Dávila, F., 1995.** *A Pliocene-Quaternary compressional basin in the inter-Andean depression, central Ecuador*. Geophysical Journal International 121, 279-300.
77. **Lavenue, A., Baudino, R., Ego, F., 1996.** *Stratigraphie des dépôts tertiaires et quaternaires de la dépression interandine d'Équateur (entre 0° et 2°15'S)*. Bulletin de l'institut français des études andines 25, 1-15.
78. **Legros, F., 2002.** *The mobility of long-runout landslides*. Engineering Geology, 63, p. 301-331.
79. **Litherland, M., Aspden, J., Jemielita, R., 1994.** *The metamorphic belts of Ecuador*. British Geological Survey; Overseas Memory 11; pp; 53-63; 76-80.
80. **Lonsdale, P., Klitgord, K., 1978.** *Structure and tectonic history of eastern Panama Basin*. Geological Society of American Bulletin, v. 89, p. 981-999.
81. **Lonsdale, P., 2005.** *Creation of the Cocos -Nazca plates by fission of the Farallon plate*. Tectonophysics 404, 237-264.
82. **Luzieux, L., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C., Winkler, W., 2006.** *Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence*. Earth and Planetary Science Letters 249, 400-414.
83. **McGuire W, J., 1996.** *Volcano instability: a review of contemporary themes*. In: McGuire WJ, Jones AP, Neuberg J (eds) Volcano instability on the Earth and others planets. Geol Soc London Spec pub 110. Geological Society of London, London, pp 1-23.
84. **McGuire, W., 2003.** *Volcano instability and lateral collapse*. Revista, 1. 33-45.
85. **Mehl, K., Schmincke, H-U., 1999.** *Structure and emplacement of Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria Spain*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 94, 105-134.

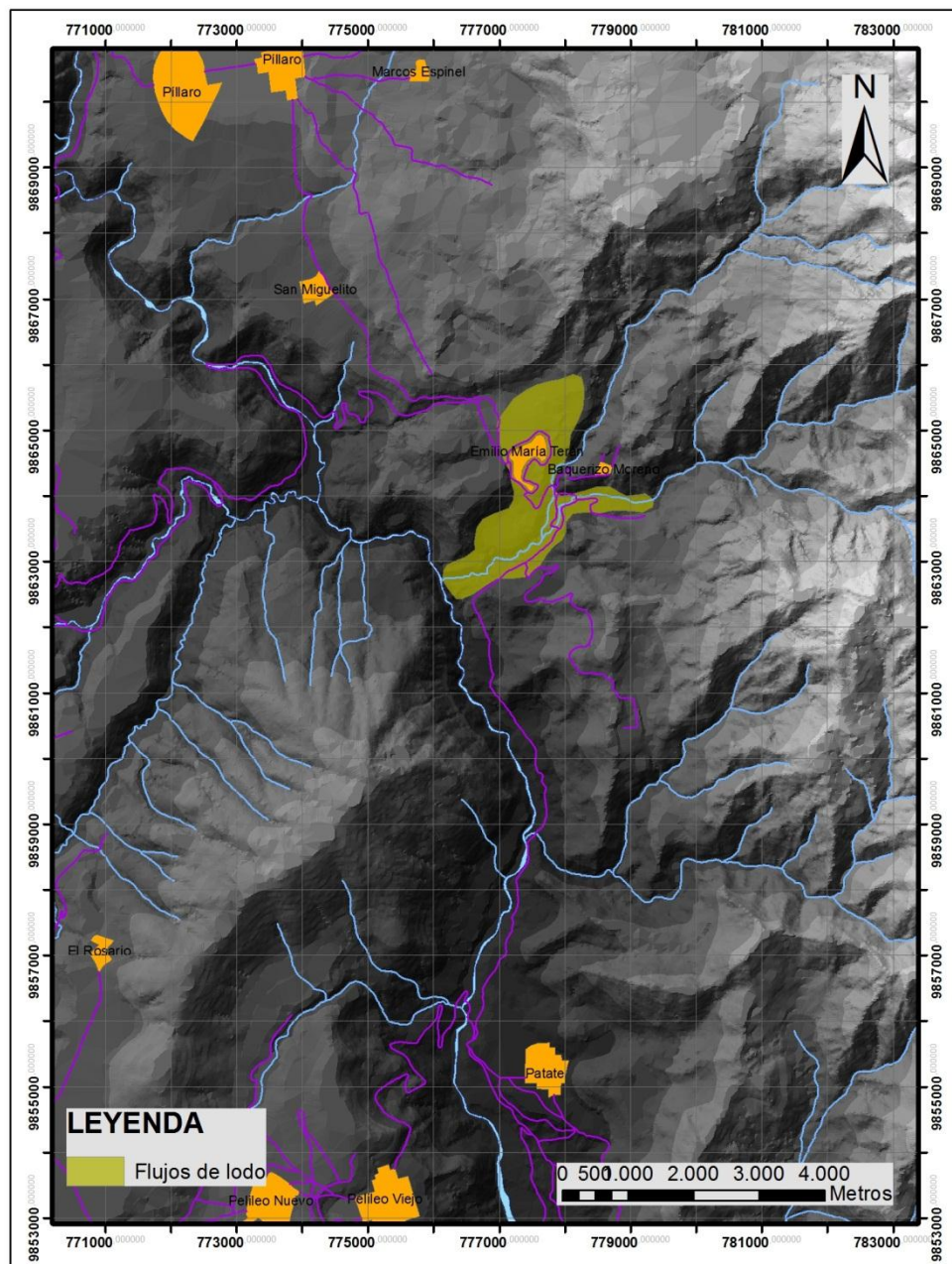
86. **Michaud, F., Witt, C., Royer, J. Y., 2009.** *Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction*, in Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir 204*, p 1-12.
87. **Monzier, M., Eissen, J-P., Cotten, Jo., Hall, M., Robin, C., Samaniego, P., 1996.** *Adakites from Ecuador: preliminary data*. Third ISAG, St Malo (France). p 601-604.
88. **Mothes, P., Hall, M., 1991.** *El paisaje interandino y su formación por eventos volcánicos de gran magnitud*. Est. Geog., Vol 4. Coop. Edit. Nac., Quito pp. 19-38.
89. **Niemann, H., Behling, H., 2009.** *Late Pleistocene and Holocene environmental change inferred from the Cocha Caranga sediment and soil records in the southeastern Ecuadorian Andes*. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoeco.* 276, 1-14.
90. **Nimlos, Th., Ringleb, R., 1995.** *Cangahua in Ecuador: Its Strength, Classification and Delineation*. A.I.D. Grant Project final report. p, 1-16.
91. **Noble, S., Aspden, J., Jemielita, R., 1997.** *Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador*. *Geological Society of America Bulletin*;109;789-798 doi:10.1130/0016-7606(1997)109<0789:NACENU>2.3.CO;2
92. **Ordóñez, J., Hall, M., Samaniego, P., 2011.** *Erupciones volcánicas del Pleistoceno tardío en los alrededores de Ambato: Caracterización y distribución de sus depósitos*. Séptimas jornadas de ciencias de la Tierra. Politécnica, Quito.
93. **Ordóñez, J., 2012.** *Depósitos volcánicos del Pleistoceno Tardío en la cuenca de Ambato: caracterización, distribución y origen*. Tesis de grado, ingeniería geológica, Escuela Politécnica Nacional.
94. **Palmer, B., Alloway, B., Neall, V., 1991.** *Volcanic-Debris-Avalanche deposits in New Zealand-Lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows*. In: Fisher RV, Smith GA (eds) *Sedimentation in Volcanic Settings*, SEPM Spec Pub 45. SEPM, Tulsa, Ok, pp 89-98.
95. **Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987.** *Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time*. *Tectonics*, vol. 6, NO. 3, pages 233-248.
96. **Peccerillo, P., Taylor, S., 1976.** *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
97. **Ponomareva, V., Melekestev, I., Dirksen, O., 2006.** *Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene-Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 158, 117-138.
98. **Pratt, W., Duque, P., Ponce, M., 2005.** *An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador*. *Tectonophysics*. 399, 251-278.

99. **Rivadeneira, M., Sánchez, CH., 1989.** *Consideraciones Geológicas del Preaptense de la Cuenca Oriente*. Sexto Congreso Ecuatoriano de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleo y Geotecnia: 214-252.
100. **Rollinson, H., 1993.** *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, U.K. pp. 349.
101. **Ruíz, A, G., 2003.** *Estudio Geovolcanológico del Complejo Volcánico Imbabura*. Tesis de grado, ingeniería geológica, Escuela Politécnica Nacional; 317 p.
102. **Salinas, S., López-Blanco, J; 2010.** *Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the Jocotitlán volcano, Central Mexico*. *Geomorphology*. 123, pp. 142-153.
103. **Samaniego, P., Martin, H., Robin, C., Monzier, M., 2002.** *Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: Insights into slab melts and mantle wedge interactions*. *Geological Society of America*, v. 30., no. 11; p. 967-970.
104. **Samaniego, P., Monzier, M., Eissen, J., Bourdon, E., Robin, C., Hall, M., Cotton, J., 2003.** *Caracterización geoquímica del arco volcánico ecuatoriano*. Resúmenes de las Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra, 27-29.
105. **Shea, T., van Wyk de Vries, B., Pilato, M., 2007.** *Emplacement mechanisms of contrasting debris avalanches at Volcán Mombacho (Nicaragua), provided by structural and facies analysis*. *Bull. Volcanol.* 70, 899-921.
106. **Siebert, L., 1984.** *Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions*. *J. Volcano Geotherm. Res.* 22, 163-197.
107. **Siebert, L., 1996.** *Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena*. In: Scarpa, R., Tilling, R (Editors). *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Berlin/New York: Springer-Verlag. pp. 541-572.
108. **Siebert, L., 2002.** *Landslides resulting from structural failure of volcanoes*: in Evans, SG and De Graff JV, eds., *Catastrophic landslides: Effects, occurrence, and mechanisms*: Boulder, Colorado, Geological Society of America *Reviews in Engineering Geology*, v, XV, p, 209-235.
109. **Soria, A., Medina, J.& I. Espin. 2011.** *Flora y Fauna del Parque Nacional Llanganates-Zona Altoandina*. Ministerio del Ambiente del Ecuador. Ecuador.
110. **Soria, S., 2011.** *La Ecología del Cantón Patate*. ensayo; p. 9.
111. **Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., Handler., R., 2001.** *Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust*. *Earth and Planetary Science Letters*, 186, 57-73.

112. **Spikings, R., Winkler, W., Hughes, R., Handler., 2005.** *Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes.* Tectonophysics, 399; 125-220.
113. **Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., Winkler, W., 1999.** *Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach.* Tectonophysics 307, 255-276.
114. **Takarada, S., Ui, T., Yamamoto, Y., 1999.** *Depositional features and transportation mechanism of valley-filling Iwasegawa and Kaida debris avalanches, Japan.* Bull. Volcanol. 60, 508-522.
115. **Thorpe, R., Francis, P., 1979.** *Variations in Andean compositions and their petrogenetic significance.* Tectonophysics, 57, 53-70.
116. **Tibaldi, A., Ferrari, L., 1992.** *From latest Miocene thrusting to Quaternary transpression and transtension in the Interandean Valley, Ecuador.* J. Geodynamics Vol. 15, No. ½, pp. 59-83.
117. **Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., Mora, H., 2002.** *Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations.* Journal of South American Earth Sciences 15, 157-171.
118. **Troncoso, L., 2009.** *Estudio Sismológico del Nido de Pisayambo.* Tesis de Magister. Université Nice Sophia Antipolis. France; 68 p.
119. **Tshopp, H, J; 1953.** *Oil explorations in the Oriente of Ecuador 1938-1950.* Bulletin of the American association of petroleum geologist, vol, 37, NO, 10. P. 2303-2347.
120. **Ui, T., 1983.** *Volcanic dry avalanche deposits-Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits.* J. Volcano Geotherm. Res. 18, 135-150.
121. **Ui, T., 1989.** *Discrimination between debris avalanches and other volcanoclastic deposits.* Volcanic Hazards. 201-209.
122. **Ui, T., Glicken, H., 1986.** *Internal structural variations in debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA.* Bull. Volcanol. 48, pp 189-194.
123. **Ui, T., Takarada, S., Yoshimoto, M., 2000.** *Debris Avalanches,* In Encyclopedia of Volcanoes, In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S, R., Rymer, H., Stix, J (eds). Academic, London, pp 617-626.
124. **Valentine, G., Fisher, R., 2000.** *Pyroclastic surges and blasts.* In Encyclopedia of Volcanoes, In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S, R., Rymer, H., Stix, J (eds). Academic, London, pp 571-580.
125. **Vallance, J., 2000.** *Lahars,* In Encyclopedia of Volcanoes, In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S, R., Rymer, H., Stix, J (eds). Academic, London, pp 601-616.

126. **Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F., Bussy, F., 2009.** *Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador*, in Kay, S. M., Ramos, V.A., and Dickinson, W. R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir* 204, p. 1-20 , doi: 10.1130/2009.1204(09).
127. **van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P., Keszthelyi, L., 2001.** *A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche*. *J. Volcano Geotherm. Res.* 105, 225-247.
128. **Vásconez, R., 2006.** *Estudio geológico de los flujos de lodo asociados al terremoto del 20 de Junio de 1698, que destruyeron la primera ciudad de Ambato*. Tesis de grado, ingeniería geológica, Escuela Politécnica Nacional, Quito.
129. **Vera R., 2013.** *Geology of Ecuador*. Printing Iberia, pp 150.
130. **Voight, B., Glicken, H., Janda, R., Douglass, P., 1981.** *Catastrophic rockslide avalanche of May 18*. In: Lipman, P and Mullineaux, D edits., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, p. 347-378.
131. **Voight, B., Glicken, H., Douglass, P., 1983.** *Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980*. *Géotechnique* 33, No. 243-273.
132. **Voight; B., Elsworth, D., 1997.** *Failure of volcano slopes*. *Géotechnique* 47, No. 1-31.
133. **Winckel, A., Zebrowski, C., Sourdat, M., 1997.** *Los Paisajes Naturales del Ecuador. Las Regiones y Paisajes del Ecuador.*, Geografía Básica del Ecuador., Tomo II Geografía de la Población, (IPGH, ORSTOM,IGM) v. 1.
134. **Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, St., Egüez, A., 2005.** *The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador*. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 5-19.
135. **Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., Sosson, M., 2006.** *Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape*. *Tectonics*, vol. 25, TC3017, doi:10.1029/2004TC001723.
136. **Yoshida, H., Sugai, T., Ohmori, H., 2012.** *Size-distance relationships for hummocks on volcanic rockslide-debris avalanche deposits in Japan*. *Geomorphology*. 136, pp. 76-87.
137. **Zebrowski, C., 1996.** *Los suelos con cangahua en el Ecuador*. Memorias del III Simposio Internacional sobre Suelos volcánicos endurecidos. Quito.
138. <http://www.inec.gov.ec/estadisticas/> 8 de noviembre 2011
139. <http://www.pillaro.gov.ec/datos.aspx>

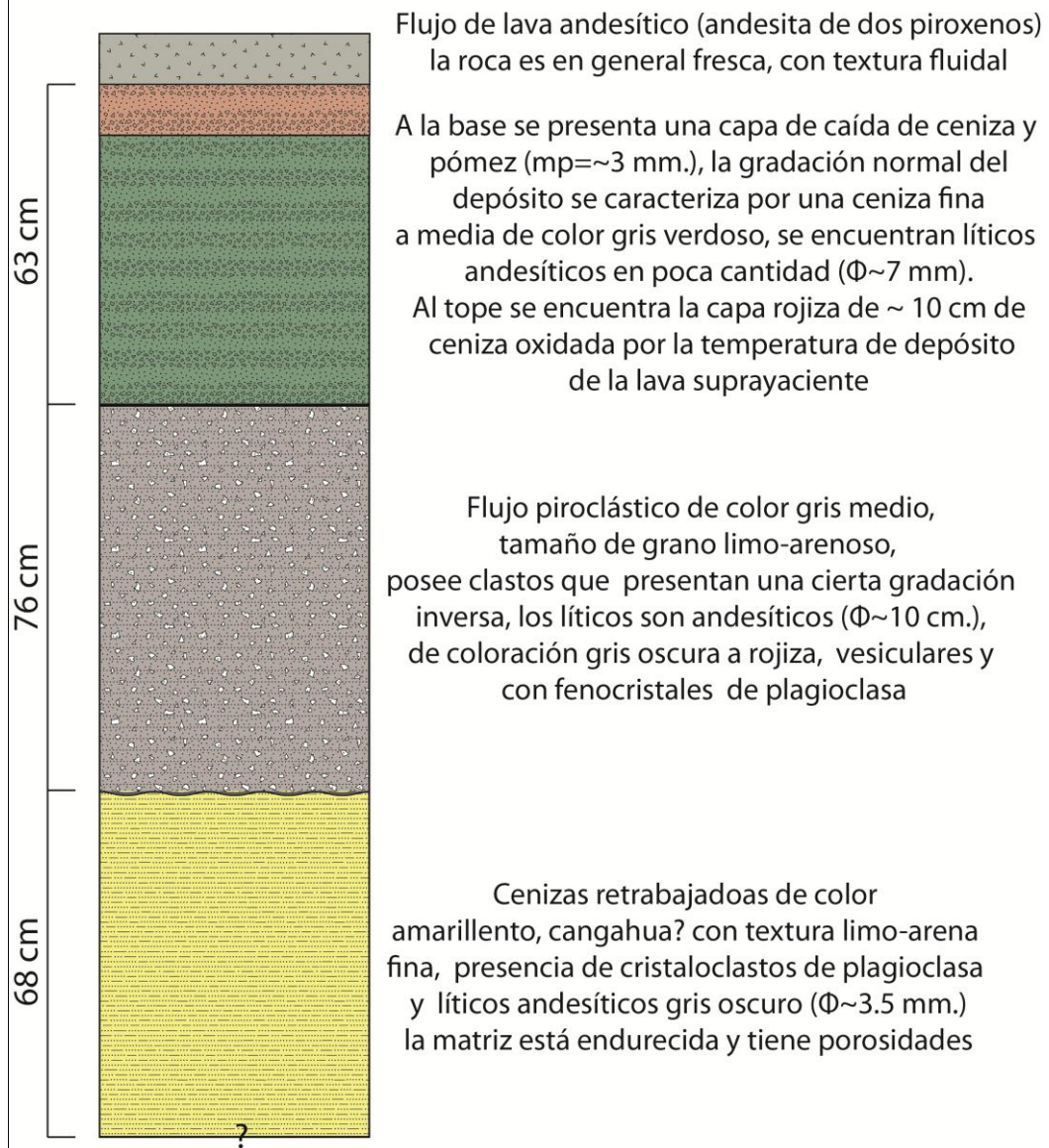
ANEXO 1
Mapa de distribución de flujos de lodo en tiempos
históricos



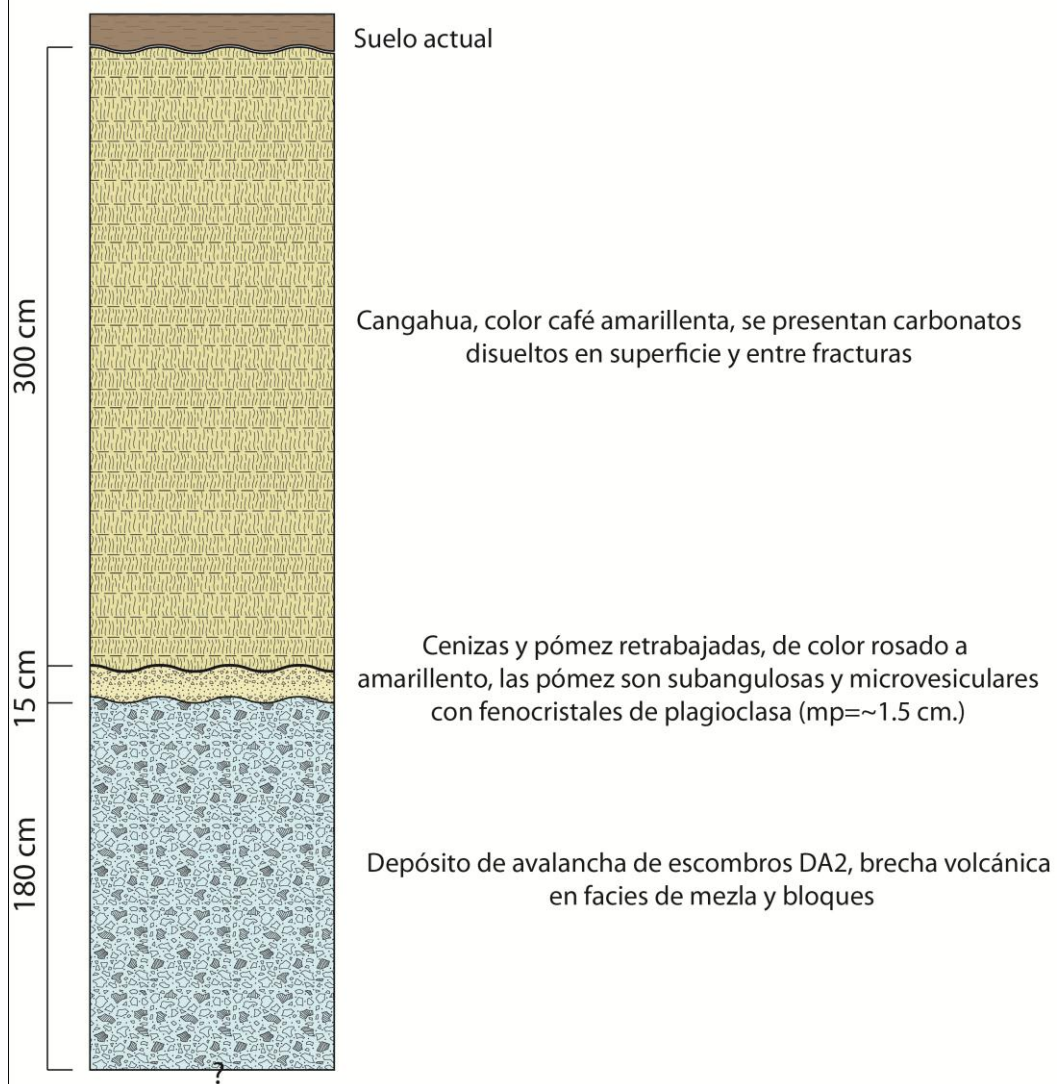
ANEXO 2

Columnas estratigráficas

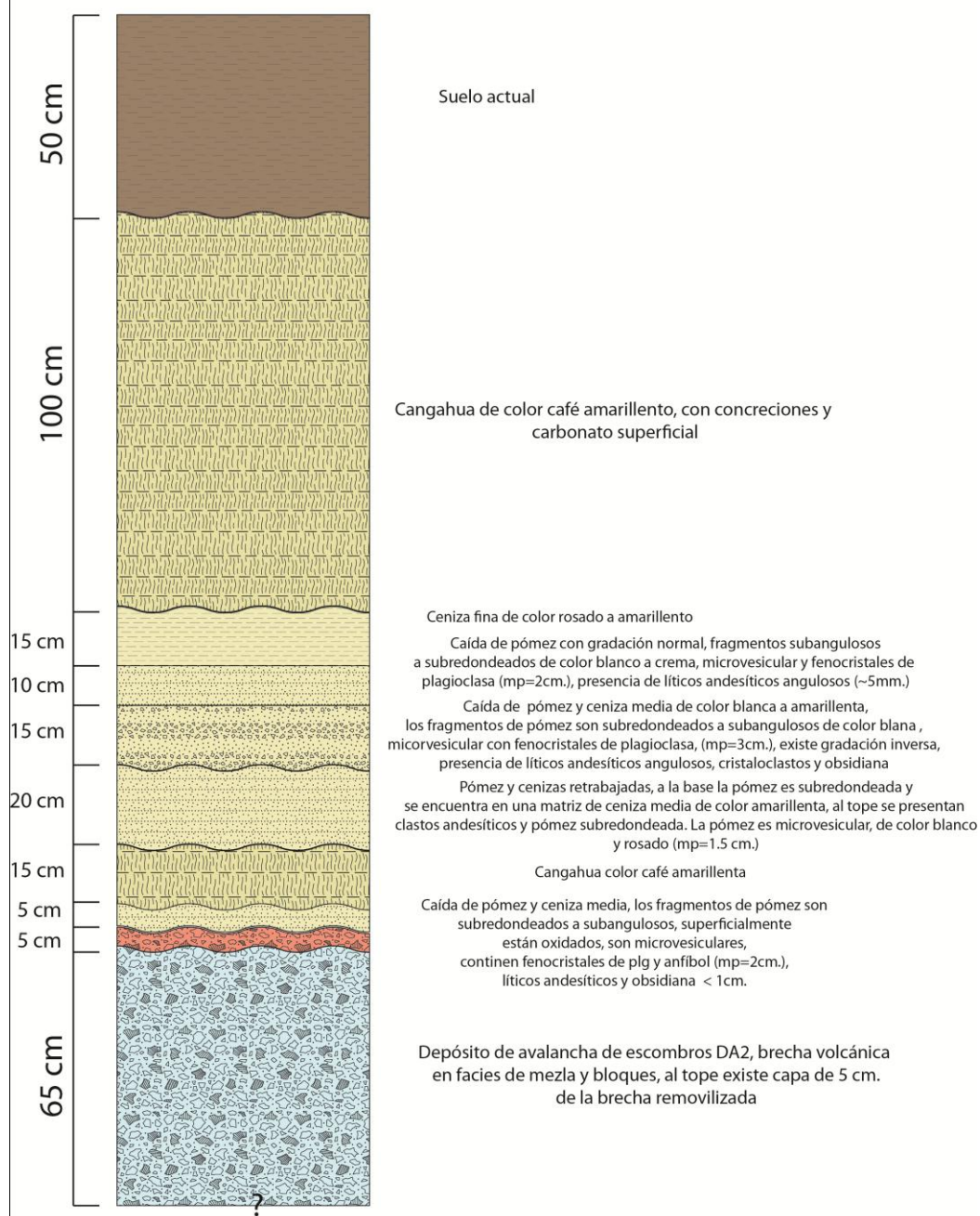
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 1, UTM: 778384, 9869081; ALT: 3320 MSNM.
CERRO HUICUTAMBO



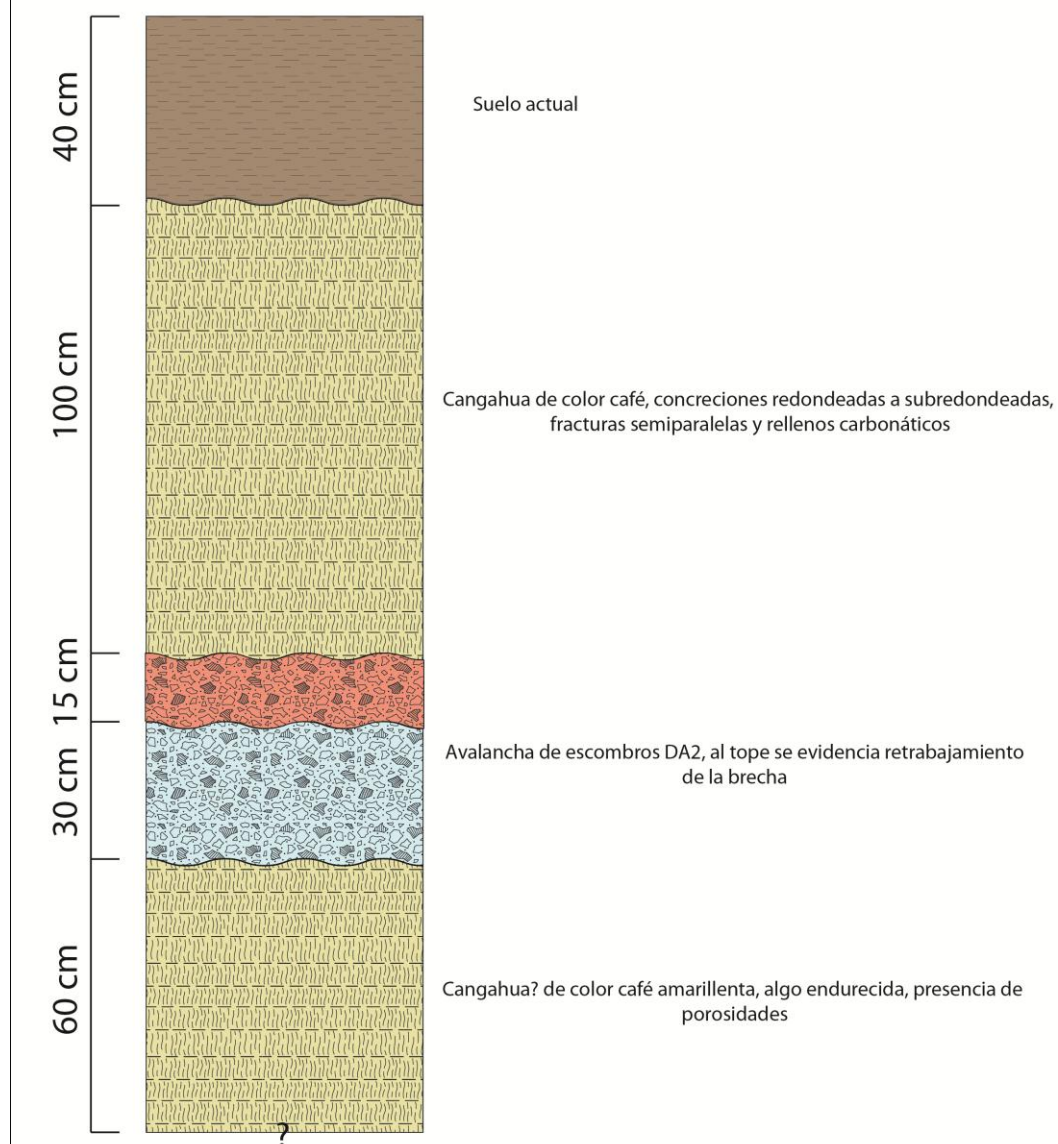
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 2, UTM: 775190, 9865865; ALT: 2724 MSNM.
VÍA A SAN MIGUELITO



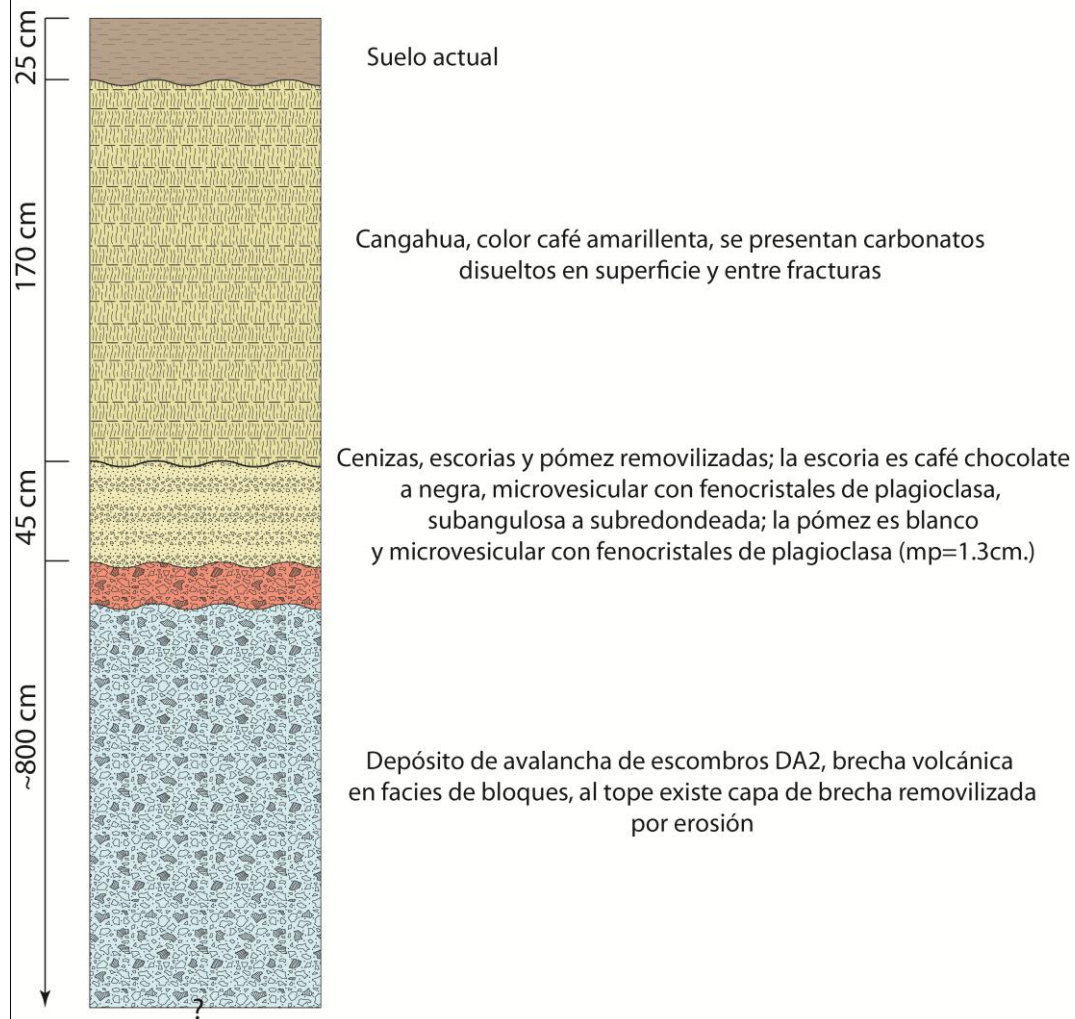
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 3, UTM: 775303, 9865820; ALT: 2730 MSNM.
VÍA A SAN MIGUELITO



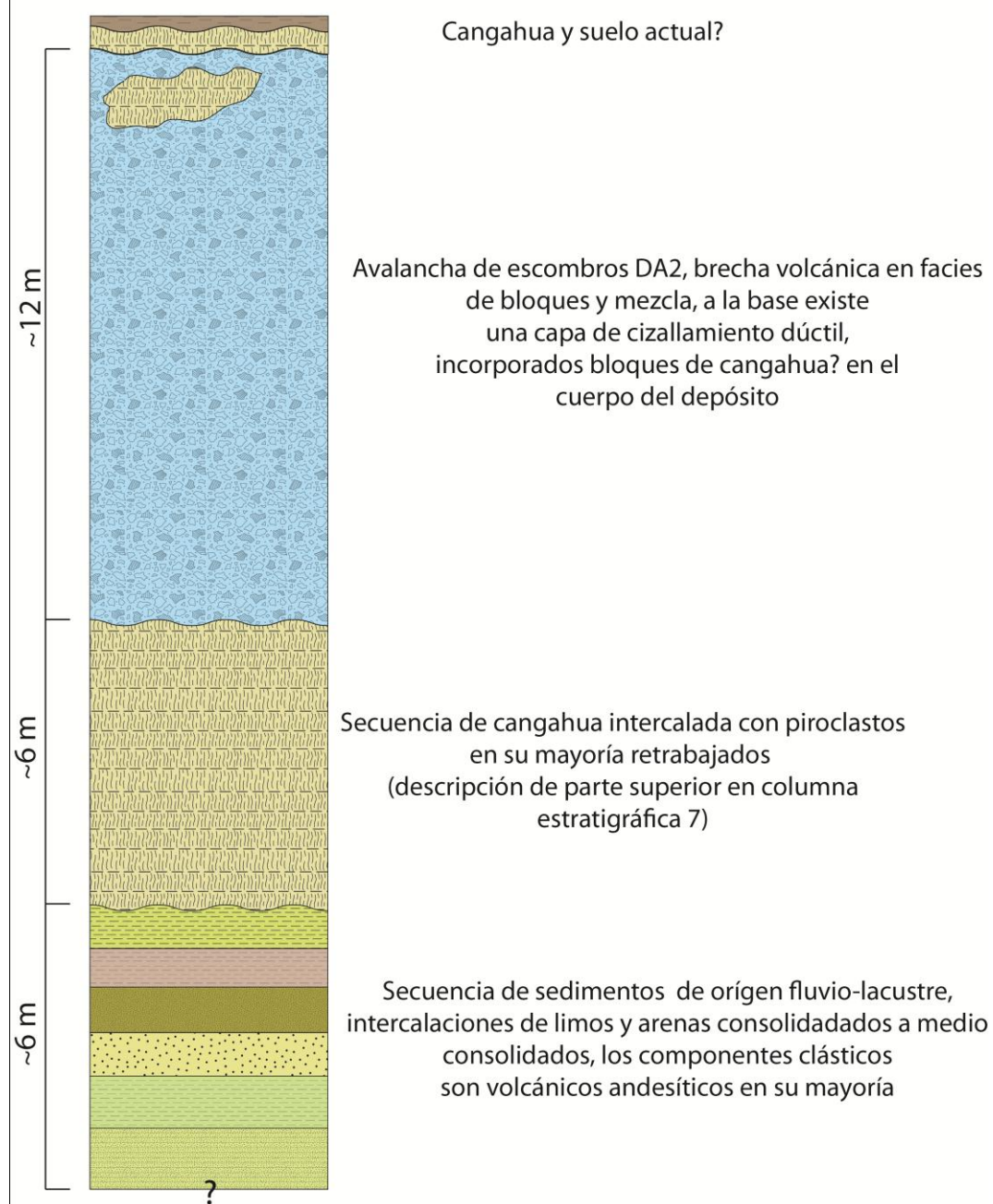
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 4, UTM: 775759, 9865501; ALT: 2707 MSNM.
EMILIO MARÍA TERÁN



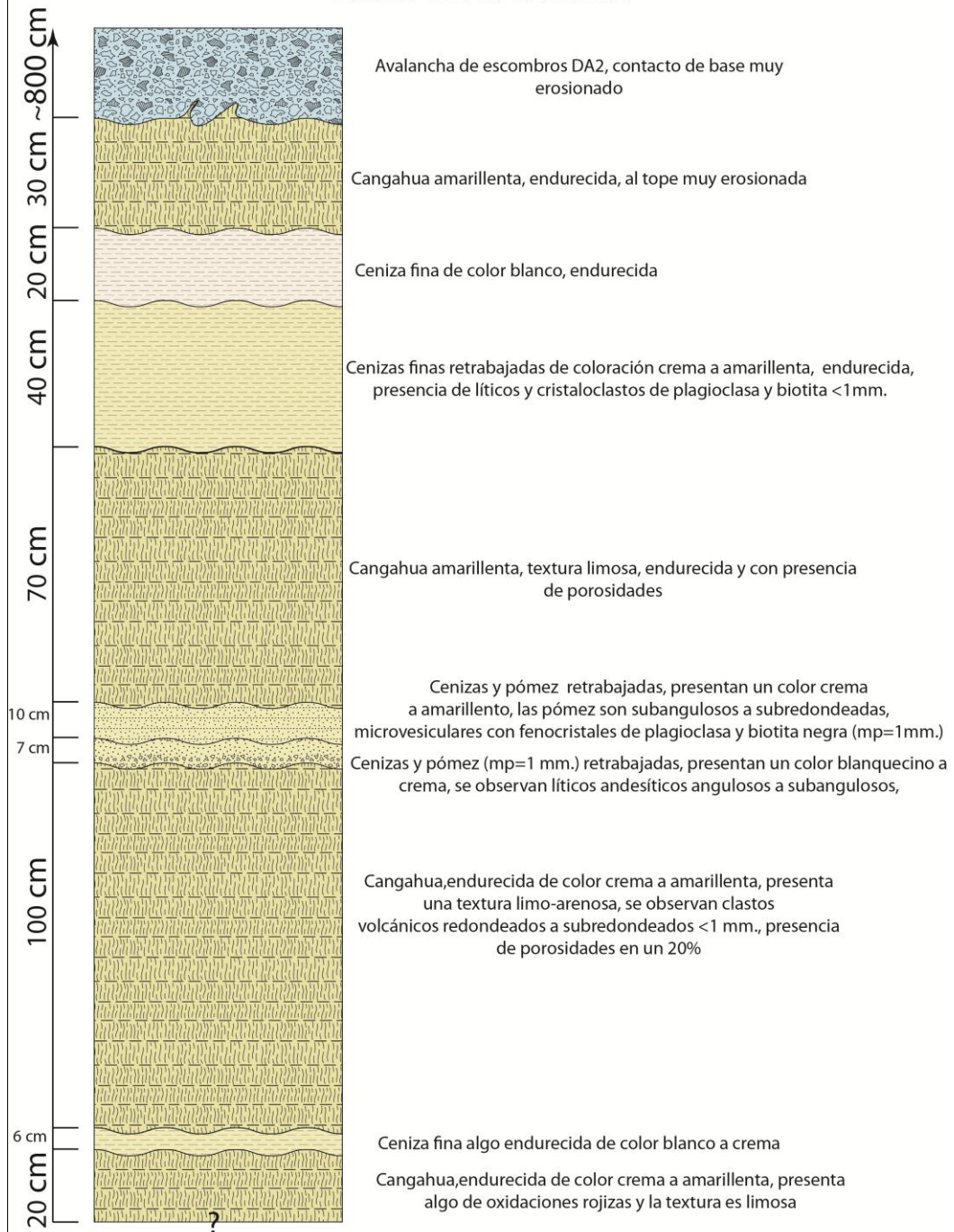
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 5, UTM: 776174, 9865827; ALT: 2789 MSNM.
LA ESPERANZA

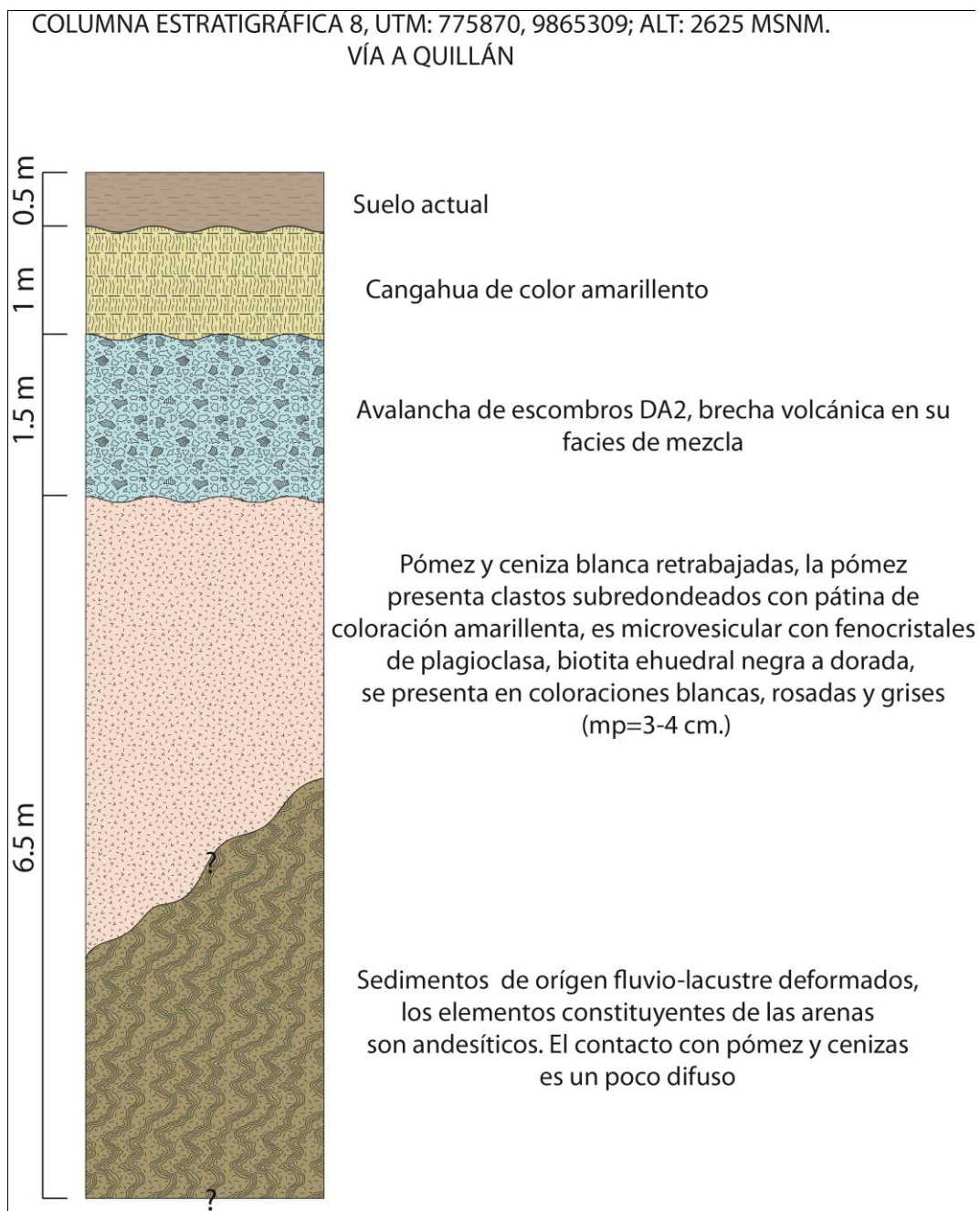


COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 6, UTM: 776703, 9865674; ALT: 2719 MSNM.
EMILIO TERÁN-CASCADA

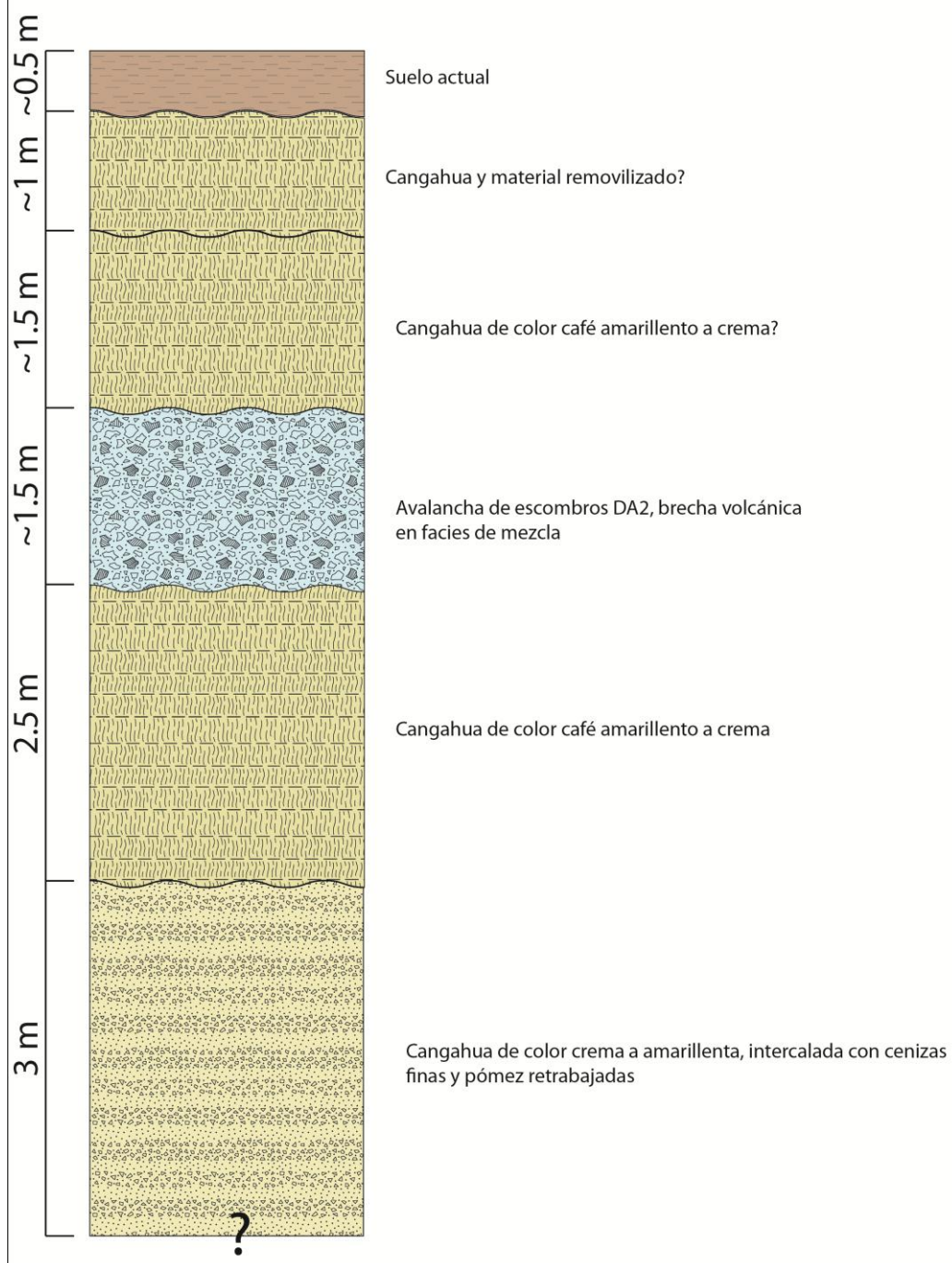


COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 7, UTM: 776703, 9865674; ALT: 2719 MSNM.
EMILIO TERÁN-CASCADA

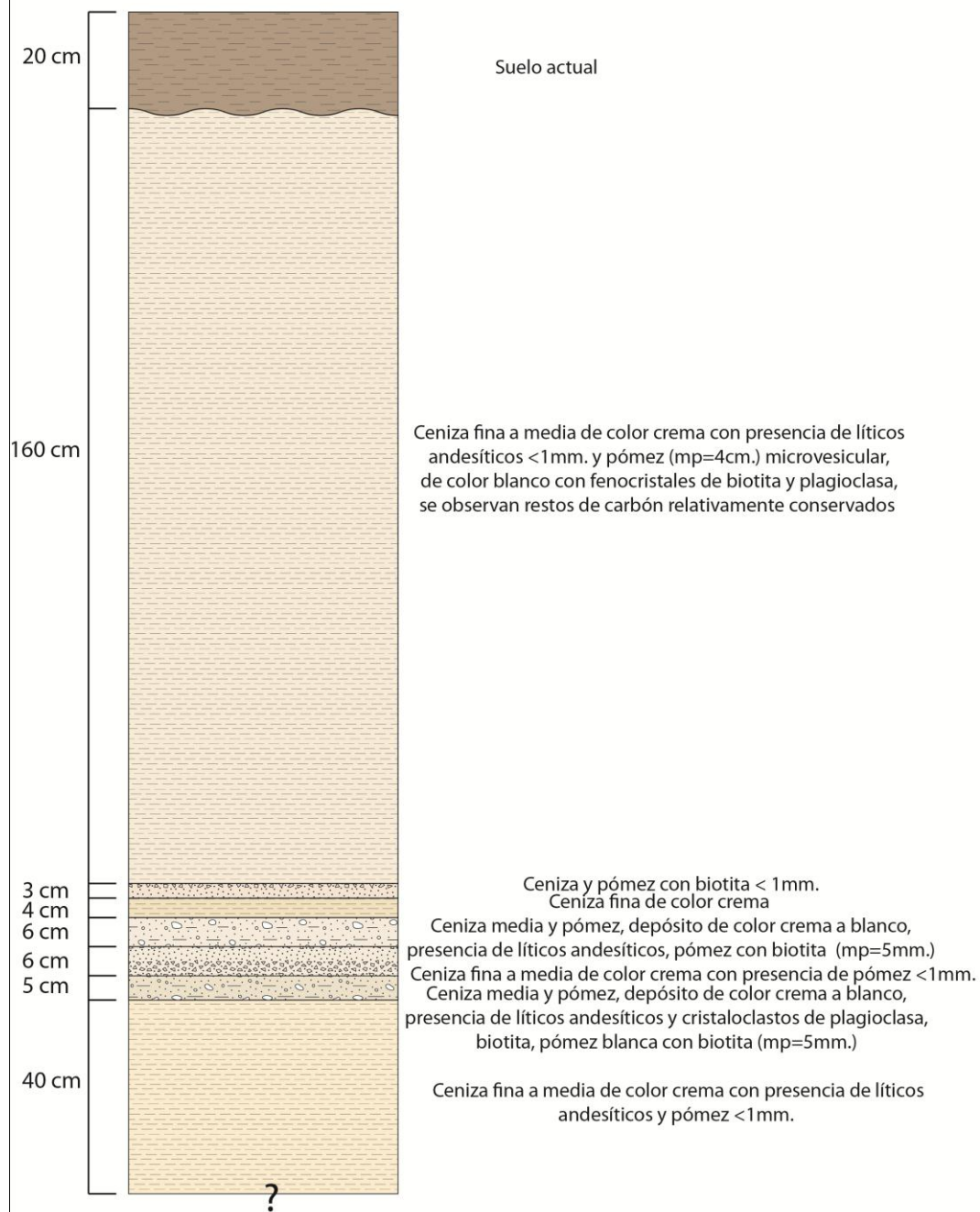




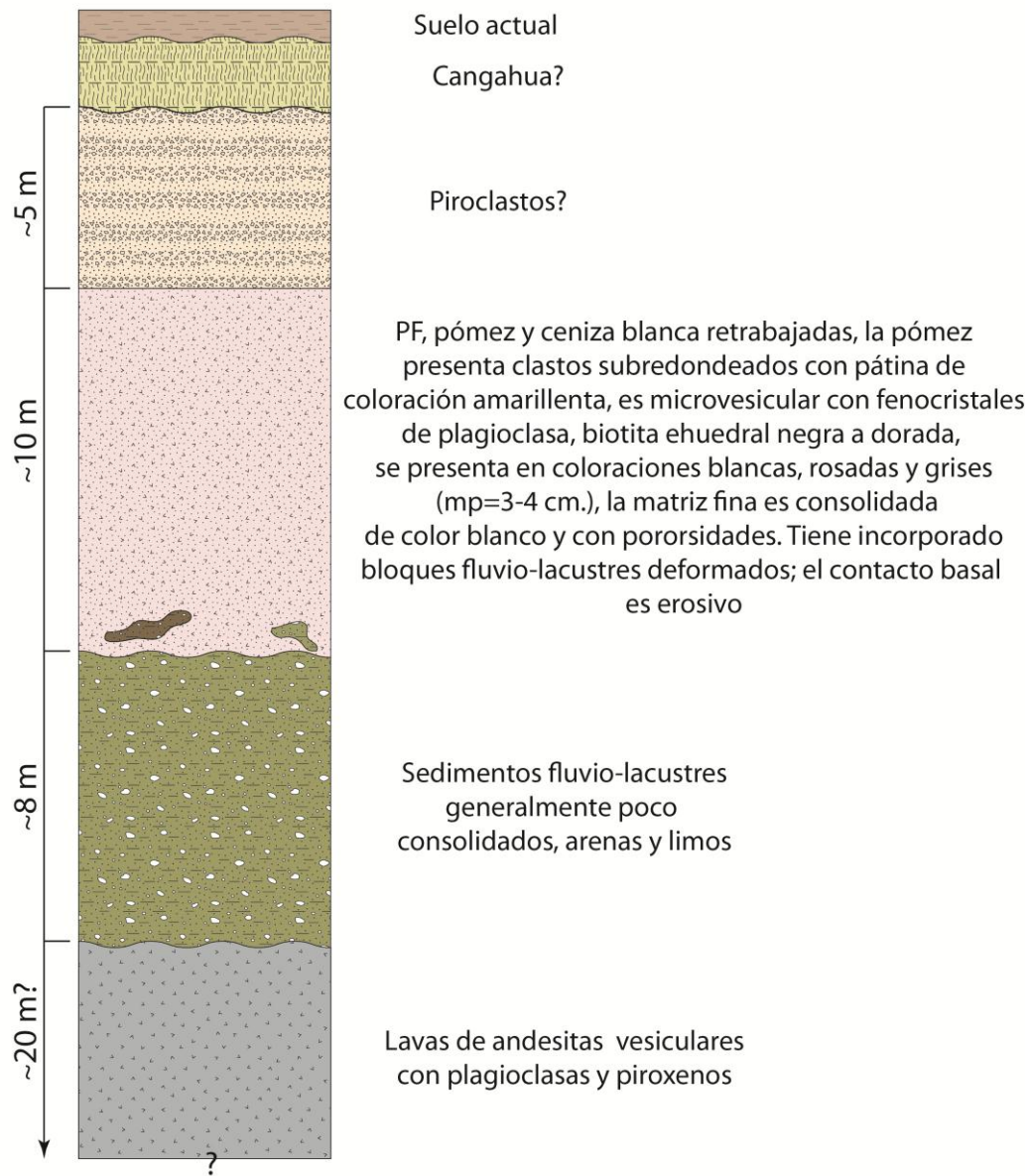
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 9, UTM: 775511, 9865239; ALT: 2598 MSNM.
VÍA A QUILLÁN



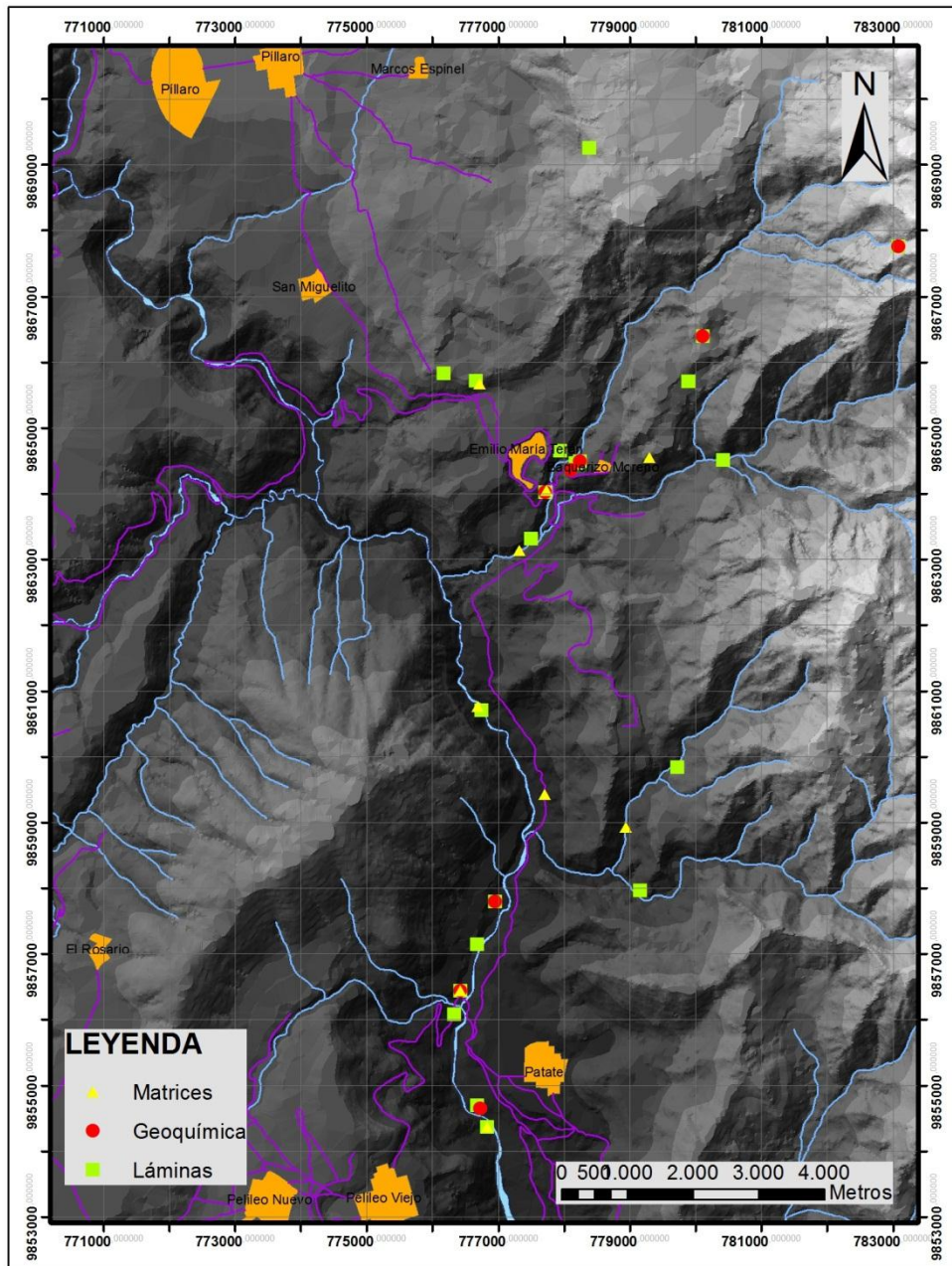
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 10 UTM: 773019, 9868000; ALT: 2683 MSNM.
PANGIGUA



COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 11, UTM: 771945, 9868165; ALT: 2670 MSNM.
JESÚS DEL GRAN PODER



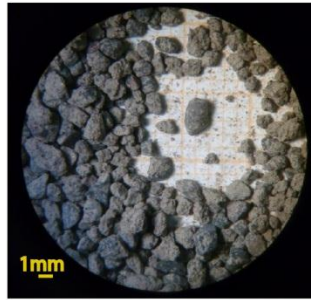
ANEXO 3
**Mapa de ubicación de muestras de matrices de facies,
láminas delgadas y geoquímica**



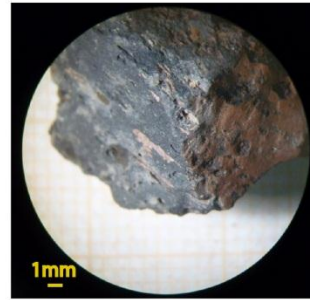
ANEXO 4

Facies, matrices bajo el binocular

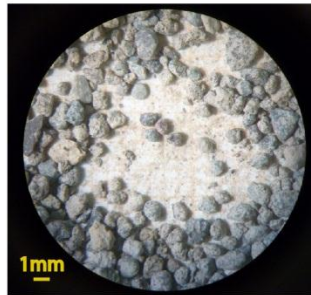
ALGUNOS EJEMPLOS DE LA MATRICES DE FACIES DE MEZCLA DE DA2
BAJO EL BINOCULAR



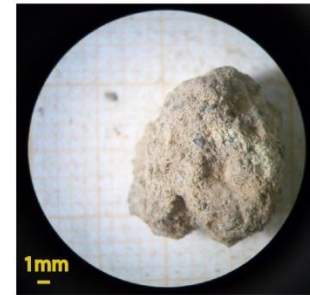
Clastos andesíticos subangulosos a subredondeados, cristaloclastos de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, vidrio volcánico (malla #20)
UTM: 777322, 9863137
ALT: 2369 msnm



Clasto de andesita vesicular subanguloso con slickensides (malla 1/2plgda)
UTM: 776692; 9860764
ALT: 2149 msnm



Clastos andesíticos subredondeados, fragmentos de cangahua?, tobas, cristaloclastos de plagioclasa, piroxeno, pequeños clastos redondeados (malla #20)
UTM: 777716; 9859429
ALT: 2204 msnm



Clasto de matriz endurecido, contiene clastos, cristaloclastos y fragmentos de cangahua y tobas, presencia de microporos (malla 1/2 plgda)
UTM: 776433; 9856440
ALT: 2087 msnm



Clastos andesíticos subredondeados a redondeados, cristaloclastos de plagioclasa, piroxeno, vidrio volcánico (malla #20)
UTM: 776836; 9854363
ALT: 2057 msnm

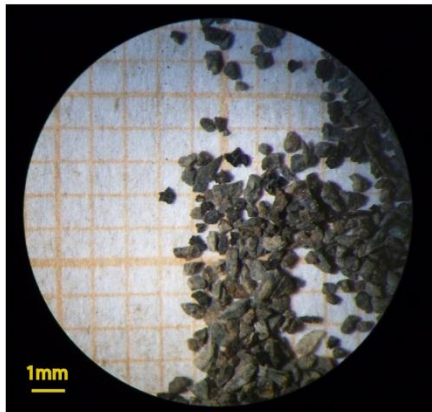
ALGUNOS EJEMPLOS DE LA MATRICES DE FACIES DE BLOQUES Y MEZCLA DE DA2
BAJO EL BINOCULAR



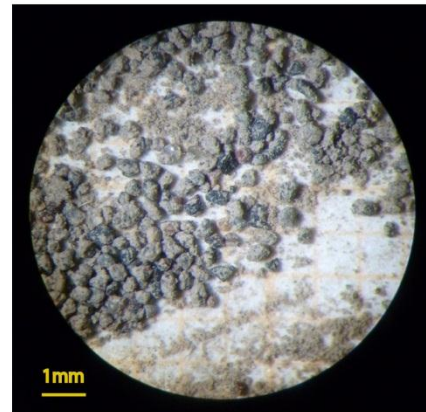
Clastos andesíticos angulosos en roca triturada de facies de bloque en DA2 (malla #4)
UTM: 779300; 9864547
ALT: 2794 msnm



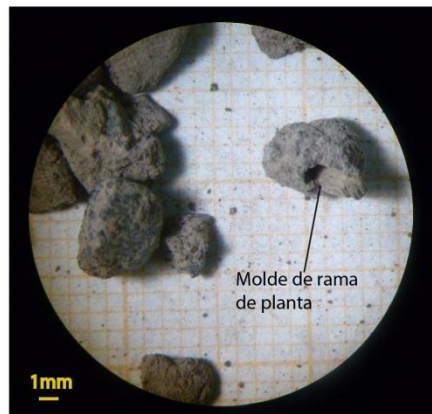
Clastos andesíticos angulosos en roca triturada de facies de bloque en DA2 (malla 1/2 plgda), nótese que las rocas con mayor cantidad de vesículas tienen bordes más redondeados
UTM: 777741; 9864040
ALT: 2494 msnm



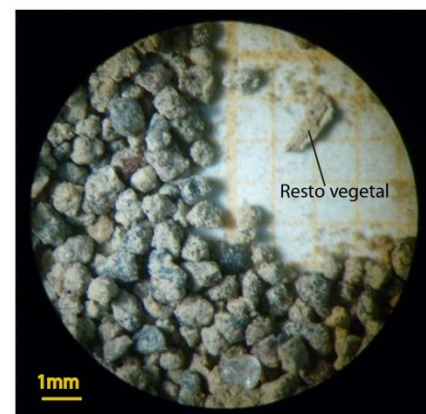
Clastos andesíticos angulosos en roca triturada de facies de bloque en DA2 (malla #60), cristoclastos angulosos de plagioclasa, piroxeno y magnetita
UTM: 779300; 9864547
ALT: 2794 msnm



Clastos andesíticos angulosos en matriz de facies de mezcla en DA2 (malla #60), cristoclastos angulosos de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, vidrio
UTM: 777322; 9863137
ALT: 2369 msnm



Moldes de ramas de plantas
UTM: 777322; 9863137
ALT: 2369 msnm



Restos de vegetales
UTM: 776692; 9860764
ALT: 2149 msnm

ANEXO 5

Descripciones petrográficas

Código de la muestra: QDAFH-1			
UTM: 777725; 9864022 ALT: 2490 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas			
Textura: microcristalina			
Color: gris medio a gris verdoso			
Minerales: plagioclasa, piroxeno, minerales zeolíticos en vesículas			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: traquítica, matriz hialopilitica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	4	0.1-0.8	Dos generaciones, ehedrales a subhedrales, maclas tipo Carlsbad
clinopiroxeno	2	0.3	Cristales hexagonales, clivaje perfecto a 90°, dispersos en la matriz
matriz	94	-	Microlitos de plagioclasa en matriz de abundante vidrio volcánico dispuestos en dirección de flujo; presencia de vesículas elongadas en dirección de flujo
Minerales opacos cúbicos en un 2%			
Paragénesis: plagioclasa>clinopiroxeno + opacos (óxidos de hierro)			
Nombre de la roca: Andesita con piroxeno			

Código de la muestra: QDAFH-2			
UTM: 778388; 9869262 ALT: 3318 msnm.			
Unidad geológica: Lava Cerro Huicutambo			
Características macroscópicas Textura: microcristalina Color: gris verdoso Minerales: plagioclasa y piroxeno, oxidaciones verdosas en microvesículas			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: traquítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	8	2	Cristales ehedrales a subhedrales, extinción zonada maclado tipo labradorita-andesina; una generación muestra cristales con textura tamiz y bordes de reacción, la otra muestra fenocristales con bordes limpios; se observan agregados glomeroporfiríticos con cristales de piroxeno
clinopiroxeno	1	0.3	Cristales hexagonales, clivaje perfecto a 90°, dispersos en la matriz, maclado simple
ortopiroxeno	1	0.2	Cristales prismáticos, pleocroísmo bajo de color rosado pálido
matriz	90	-	Microlitos de plagioclasa en matriz de vidrio volcánico dispuestos en dirección de flujo, relativamente poca cantidad de vesículas
Minerales opacos amorfos <1%			
Paragénesis: plagioclasa>>clinopiroxeno + ortopiroxeno>minerales opacos			
Nombre de la roca: Andesita de dos piroxenos			

Código de la muestra: QDAFH-3			
UTM: 778185; 9864464 ALT: 2543 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas Textura: porfirítica Color: gris medio a oscuro Minerales: plagioclasa y piroxeno, algo vesicular			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: porfirítica-seriada			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	8	0.3-1.5	Al menos dos generaciones, cristales ehedrales a subhedrales, algunos fenocristales muestran texturas tamiz y coronas de reacción y sectores reabsorbidos, existen maclas tipo Carlsbad, algunos cristales presentan inclusiones de opacos y tienen extinción zonada
clinopiroxeno	3	0.2-1.8	hábitos hexagonales, prismáticos, clivaje perfecto a 90°, maclado en sable, inclusiones de opacos, cristales fracturados
ortopiroxeno	<1	0.2	Existente en poca cantidad
matriz	89	-	Microlitos de plagioclasa y piroxeno en matriz de vidrio volcánico
Minerales opacos amorfos <1%, vesículas elongadas e irregulares 3%			
Paragénesis: plagioclasa>>clinopiroxeno >> ortopiroxeno + minerales opacos			
Nombre de la roca: Andesita de dos piroxenos			

Código de la muestra: QDAFH-4			
UTM: 776174; 9865827 ALT: 2789 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas Textura: porfirítica Color: gris medio con oxidaciones cafés a amarillentas Minerales: plagioclasa y piroxeno			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: porfirítica-seriada, matriz hialopilitica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	8	0.2-1.8	Dos generaciones de plagioclasa, paralelas y oblicuas al flujo, las plagioclasas paralelas al flujo son más grandes y presentan maclado tipo Carlsbad. Se observan bordes de reacción e inclusiones máficas y de opacos
clinopiroxeno	2	0.6	Hábitos hexagonales, prismáticos, clivaje perfecto a 90°, birrefringencia alta, presentan maclas, a veces en agregados, pocos cristales fracturados
ortopiroxeno	1	0.4	Hábito hexagonal, pleocroísmo rosado pálido, cristales subhedrales, prismáticos alineados en dirección de flujo
matriz	89	-	Microlitos de plagioclasa en matriz de vidrio volcánico
Minerales opacos con hábitos cúbicos 1%			
Paragénesis: plagioclasa>>clinopiroxeno >> ortopiroxeno + minerales opacos			
Nombre de la roca: Andesita de dos piroxenos			

Código de la muestra: QDAFH-5			
UTM: 783090; 9867765 ALT: 3686 msnm.			
Unidad geológica: Lava Quinuales			
Características macroscópicas Textura: porfirítica Color: gris medio con oxidaciones marrones a cafés Minerales: plagioclasa fresca y alterada y piroxeno			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: porfirítica a glomeroporfirítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	11	0.1-1.6	Cristales subhedrales a anhedrales, la mayoría con bordes y núcleos de reacción, textura tamiz, intercrecimiento de minerales opacos y minerales arcillosos?, maclas tipo albita y Carlsbad, extinción zonada
clinopiroxeno	3	2	Cristales hexagonales a pseudo-hexagonales, cristales prismáticos, algunos fracturados, núcleos de reacción, maclas en espiguilla, clivaje en dos direcciones a 90°
ortopiroxeno	1	0.6	Cristales pseudo-hexagonales, bordes algo limpios, pleocroísmo un poco marcado
matriz	85	-	Microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico
Minerales opacos con hábitos cúbicos 1%, presencia de olivino?			
Paragénesis: plagioclasa>>clinopiroxeno >> ortopiroxeno + minerales opacos			
Nombre de la roca: Andesita de dos piroxenos			

Código de la muestra: QDAFH-6			
UTM: 779165; 9857963 ALT: 2335 msnm.			
Unidad geológica: Incorporado? En DA1			
Características macroscópicas Textura: traquítica Color: blanco a gris claro Minerales: plagioclasa biotita y anfíbol			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: traquítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	12	0.6	Cristales ehedrales a subhedrales, maclas tipo Carlsbad, extinción zonada
biotita	2	0.1-1	Cristales tabulares, con bordes oxidados, pleocroísmo marcado
ortopiroxeno	1	0.3	Cristales pseudo-hexagonales y prismas algo alargados
matriz	85	-	Microlitos de plagioclasa, ortopiroxeno, anfíbol?, cuarzo y vidrio volcánico
Paragénesis: plagioclasa>>biotita >> ortopiroxeno>>anfíbol + cuarzo			
Nombre de la roca: Dacita			

Código de la muestra: QDAFH-7			
UTM: 780118; 9866397 ALT: 3054 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas Textura: traquítica Color: gris medio Minerales: plagioclasa y piroxeno			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: traquítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	4	0.35	Cristales ehedrales a subhedrales, maclas tipo Carlsbad, extinción zonada
clinopiroxeno	1	0.1	Cristales hexagonales, relieve alto, a veces en agregados con fenocristales de plagioclasa
matriz	95	-	Matriz con textura hialopilitica, gran cantidad de vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa
Minerales opacos <1%, texturas de flujo y bandeamiento, varían según la cantidad de vidrio volcánico			
Paragénesis: plagioclasa>>> clinopiroxeno>> opacos			
Nombre de la roca: Andesita con piroxeno			

Código de la muestra: QDAFH-8			
UTM: 779896; 9865705 ALT: 2916 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas Textura: traquítica Color: gris medio a gris verdoso Minerales: plagioclasa y piroxeno, oxidaciones verdosas			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: porfirítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	4	0.2	Cristales ehedrales a subhedrales, maclas tipo Carlsbad, extinción zonada, fenocristales dispuestos de manera perpendicular y oblicua a la dirección del flujo, intercrecimientos en fenocristales de piroxeno, algunos agregados
clinopiroxeno	1	0.2	Cristales hexagonales y prismáticos, relieve alto, clivaje a 90° y paralelo al eje principal, bordes un poco oxidados, intercrecimiento de minerales opacos
matriz	95	-	Matriz con textura hialopilitica, vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa
Minerales opacos <1%, vesículas elongadas en dirección del flujo e irregulares 1%			
Paragénesis: plagioclasa>>> clinopiroxeno> opacos			
Nombre de la roca: Andesita con piroxeno			

Código de la muestra: QDAFH-9			
UTM: 778583; 9865422 ALT: 2601 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas			
Textura: traquítica			
Color: gris medio a gris verdoso			
Minerales: plagioclasa y piroxeno, oxidaciones verdosas			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: traquítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	8	0.2	Fenocristales subhedrales a anhedrales, extinción zonada, maclas tipo Carlsbad y albita, cristales dispuestos en forma perpendicular y oblicua respecto a la dirección del flujo, inclusiones de piroxeno
clinopiroxeno	1	0.1	Pequeños cristales hexagonales, clivaje perfecto
ortopiroxeno	1	0.1	Pequeños cristales, pleocroísmo característico
matriz	90	-	Microlitos de plagioclasa, piroxeno y vidrio volcánico
Minerales opacos amorfos <1%,			
Paragénesis: plagioclasa>> clinopiroxeno + ortopiroxeno> opacos			
Nombre de la roca: Andesita de dos piroxenos			

Código de la muestra: QDAFH-10			
UTM: 777947; 9864657 ALT: 2606 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas Textura: porfirítica Color: gris medio a gris verdoso Minerales: plagioclasa y piroxeno			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: porfirítica-seriada			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	10	0.2-2.5	Al menos dos generaciones, cristales reabsorbidos por la matriz, maclas tipo albita y Carlsbad, se presentan acumulaciones y pueden disponerse en forma paralela o casi perpendicular a la dirección del flujo, extinción zonada
clinopiroxeno	1	0.1	Pequeños cristales hexagonales, clivaje perfecto
ortopiroxeno	1	0.1	Pequeños cristales alargados, pleocroísmo característico rosado pálido
matriz	88	-	Textura hialopilitica, microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico
Minerales opacos amorfos 1% y presencia de óxidos			
Paragénesis: plagioclasa>> clinopiroxeno + ortopiroxeno> opacos			
Nombre de la roca: Andesita de dos piroxenos			

Código de la muestra: QDAFH-11			
UTM: 776670; 9865714 ALT: 2747 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas Textura: porfirítica Color: gris medio a gris verdoso Minerales: plagioclasa y piroxeno, oxidaciones verdosas			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: glomeroporfirítica, traquítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	16	0.2-2	Al menos dos generaciones, cristales subhedrales a anhedrales, y cristales que forman parte de la matriz, maclado tipo Carlsbad y albita, cristales cumolfíricos con piroxenos, fenocristales paralelos y perpendiculares a dirección de flujo
clinopiroxeno	3	0.5	Fenocristales pseudo-hexagonales y prismáticos a veces con bordes de reacción, clivaje perfecto
ortopiroxeno	1	0.2	Cristales pseudo-hexagonales, clivaje en dos direcciones 88°, pleocroísmo rosa pálido
matriz	88	-	Microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico
Minerales opacos amorfos <1%, amorfos, presencia de vesículas elongadas a ovaladas <1%			
Paragénesis: plagioclasa>> clinopiroxeno> ortopiroxeno> opacos			
Nombre de la roca: Andesita de dos piroxenos			

Código de la muestra: QDAFH-12			
UTM: 778245; 9864489 ALT: 2553 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas Textura: porfirítica Color: gris medio a claro Minerales: plagioclasa y piroxeno			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: porfirítica, intergranular			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	20	0.1-2	Fenocristales ehedrales a subhedrales dispuestos de manera aleatoria dentro de la matriz de plagioclasa, existe sectores de acumulación de cristales, bordes a veces oxidados, algunos fenocristales presentan textura en tamiz, bordes y núcleos de reacción
clinopiroxeno	3	0.1-0.6	Fenocristales hexagonales, intercrecimiento entre plagioclasas, extinción oblicua, relieve alto, colores verde claros
ortopiroxeno	2	0.3	Cristales pseudo-hexagonales, pleocroísmo rosa pálido
matriz	75	-	Microlitos de plagioclasa, piroxeno, poco olivino y cantidad de vidrio volcánico relativamente bajo
Minerales opacos amorfos <1%, amorfos, presencia de óxidos de hierro, los microcristales de olivino se encuentra en una cantidad <1% y se distribuyen en la matriz			
Paragénesis: plagioclasa>>> clinopiroxeno> ortopiroxeno> opacos + olivino			
Nombre de la roca: Andesita basáltica			

Código de la muestra: QDAFH-13			
UTM: 777504; 9863317 ALT: 2435 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas Textura: afanítica Color: gris oscuro Minerales: plagioclasa			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: hialocristalina-traquítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	4	0.1-0.7	Fenocristales ehedrales a subhedrales con maclas tipo Carlsbad, los fenocristales oblicuos al flujo son más delgadas
clinopiroxeno	<1	0.3	Fenocristales pseudo-hexagonales a tabulares, dispuestos paralelamente a dirección de flujo
matriz	96	-	Gran cantidad de vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa, texturas de flujo y bandeamiento
Minerales opacos amorfos 1%, presencia de vesículas elongadas y alineadas con respecto a la dirección del flujo 5%			
Paragénesis: plagioclasa>>> clinopiroxeno			
Nombre de la roca: Andesita con piroxeno			

Código de la muestra: QDAFH-14			
UTM: 776755; 9860706 ALT: 2196 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas Textura: afanítica Color: gris oscuro con tonos rojizos Minerales: plagioclasa			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: hialocristalina			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	4	0.1-1.3	Fenocristales ehedrales a subhedrales con maclas tipo Carlsbad, los fenocristales oblicuos al flujo son más delgadas
clinopiroxeno	<1	0.3	Fenocristales pseudo-hexagonales a tabulares, dispuestos paralelamente a dirección de flujo
matriz	96	-	Gran cantidad de vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa, texturas de flujo y bandeamiento
Minerales opacos amorfos 1%, presencia de vesículas elongadas y alineadas con respecto a la dirección del flujo 3%			
Paragénesis: plagioclasa>>> clinopiroxeno			
Nombre de la roca: Andesita con piroxeno			

Código de la muestra: QDAFH-15			
UTM: 779723; 9859841 ALT: 2552 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA1			
Características macroscópicas			
Textura: afanítica			
Color: gris oscuro a negro			
Minerales: plagioclasa			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: criptocristalina			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	3	0.2	Cristales subhedrales a anhedrales, oblicuas al flujo son más delgadas, maclas tipo Carlsbad
clinopiroxeno	<1	0.1	Cristales pseudo-hexagonales
matriz	97	-	Matriz de textura hialopilitica, vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa y piroxeno en menor cantidad
Minerales opacos amorfos 8%			
Paragénesis: plagioclasa>>> clinopiroxeno			
Nombre de la roca: Andesita basáltica			

Código de la muestra: QDAFH-16			
UTM: 776433; 9856440 ALT: 2087 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA1			
Características macroscópicas			
Textura: afanítica			
Color: gris medio a oscuro con tonos rojizos			
Minerales: plagioclasa			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: hialocristalina			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	3	0.2	Cristales ehedrales a subhedrales, oblicuas al flujo son más delgadas, maclas tipo Carlsbad
clinopiroxeno	1	0.3	Cristales pseudo-hexagonales
matriz	96	-	Matriz de textura hialopilitica, gran cantidad de vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa
Minerales opacos amorfos 1%, vesículas elongadas, alineadas respecto de la dirección de flujo 10%			
Paragénesis: plagioclasa>>> clinopiroxeno			
Nombre de la roca: Andesita con piroxeno			

Código de la muestra: QDAFH-17			
UTM: 776681; 9857148 ALT: 2092 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA1			
Características macroscópicas Textura: porfirítica Color: gris medio con tonos rojizos Minerales: plagioclasa			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: traquítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	6	0.2-2	Cristales subhedrales a anhedrales, agregados cumolfíricos en ciertos sectores, bordes de reacción, algunos cristales con textura tamiz, maclas tipo Carlsbad
clinopiroxeno	1	0.3	Cristales pseudo-hexagonales
matriz	93	-	Matriz de textura hialopilitica, vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa, texturas de flujo y bandeamientos
Minerales opacos amorfos 1%			
Paragénesis: plagioclasa>>> clinopiroxeno			
Nombre de la roca: Andesita con piroxeno			

Código de la muestra: QDAFH-18			
UTM: 776332; 9856083 ALT: 2105 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA1			
Características macroscópicas			
Textura: afanítica			
Color: gris medio a oscuro			
Minerales: plagioclasa			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: hialocristalina			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	4	0.1-0.8	Cristales subhedrales a anhedrales, extinción zonada, maclas tipo Carlsbad
clinopiroxeno	1	0.25	Cristales pseudo-hexagonales
matriz	95	-	Matriz de textura hialopilitica, vidrio volcánico en gran cantidad y microlitos de plagioclasa, texturas de flujo y bandeamientos
Minerales opacos cúbicos y amorfos 1%, presencia de vesículas elongadas 2%			
Paragénesis: plagioclasa>>> clinopiroxeno			
Nombre de la roca: Andesita con piroxeno			

Código de la muestra: QDAFH-19			
UTM: 776681; 9854698 ALT: 2059 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas			
Textura: afanítica			
Color: gris oscuro			
Minerales: plagioclasa			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: hialocristalina, traquítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	5	0.1-1	Fenocristales ehedrales a subhedrales con maclas tipo Carlsbad, los fenocristales oblicuos al flujo son más delgadas
clinopiroxeno	<1	0.2	Fenocristales pseudo-hexagonales a tabulares, dispuestos paralelamente a dirección de flujo
matriz	95	-	Gran cantidad de vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa, texturas de flujo y bandeamiento
Minerales opacos amorfos 1%, presencia de vesículas elongadas y alineadas con respecto a la dirección del flujo 10%			
Paragénesis: plagioclasa>>> clinopiroxeno			
Nombre de la roca: Andesita con piroxeno			

Código de la muestra: QDAFH-20			
UTM: 776836; 9854363 ALT: 2057 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas Textura: afanítica Color: gris oscuro Minerales: plagioclasa			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: hialocristalina, traquítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	4	0.1-1	Fenocristales ehedrales a subhedrales con maclas tipo Carlsbad, los fenocristales oblicuos al flujo son más anchos, bordes de reacción
clinopiroxeno	1	0.1-0.7	Fenocristales pseudo-hexagonales a tabulares, dispuestos paralelamente a dirección de flujo
matriz	95	-	Gran cantidad de vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa, texturas de flujo y bandeamiento
Minerales opacos amorfos 1%, presencia de vesículas elongadas e irregulares alineadas con respecto a la dirección del flujo 5%			
Paragénesis: plagioclasa>>>> clinopiroxeno			
Nombre de la roca: Andesita con piroxeno			

Código de la muestra: QDAFH-21			
UTM: 780423; 9864510 ALT: 2622 msnm.			
Unidad geológica: Lava Cerro Veta-Urcu			
Características macroscópicas Textura: traquítica Color: gris medio Minerales: plagioclasa, piroxeno, anfíbol			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: glomeroporfírica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	8	0.1-2	Fenocristales subhedrales a anhedrales con maclas tipo Carlsbad, coronas de reacción, alteración a arcillas en el núcleo, presentan oxidaciones en los bordes
Clinopiroxeno ortopiroxeno	1	0.6	Fenocristales anhedrales en procesos de oxidación o alteración?
anfíbol	1	0.3	Cristales subhedrales, con bordes oxidados alterados?
matriz	90	-	vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa, piroxeno
Minerales opacos amorfos 2%			
Paragénesis: plagioclasa>> clinopiroxeno + ortopiroxeno + anfíbol			
Nombre de la roca: Andesita con piroxeno y anfíbol			

Código de la muestra: TG-JB-62			
UTM: 776956; 9857792 ALT: 2074 msnm.			
Unidad geológica: Avalancha de escombros DA2			
Características macroscópicas Textura: Color: Minerales:			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Textura: traquítica, glomeroporfirítica			
mineral	(%)	tamaño(mm.)	características
plagioclasa	9	0.1-1.75	Al menos dos generaciones de plagioclasa, fenocristales ehedrales y anhedrales, bordes de reacción, agregados glomeroporfíricos, intercrecimiento de opacos, cristales situados de manera paralela y oblicua a la dirección del flujo, texturas tamiz, extinción zonada
Clinopiroxeno	3	0.1-0.8	Fenocristales hexagonales a tabulares, relieve moderado, crecimiento glomeroporfírico con plagioclasas, bordes generalmente limpios
ortopiroxeno	<1	0.2	Cristales pequeños
matriz	88	-	vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa y piroxeno
Minerales opacos amorfos 1%			
Paragénesis: plagioclasa>> clinopiroxeno > ortopiroxeno + opacos			
Nombre de la roca: Andesita de dos piroxenos			

ANEXO 6

Datos geoquímicos

x	y	altura	Unidad geológica	código de muestra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na2O	K2O	P2O5	total
783090	9867765	3686	Fm. Pisayambo (lava)	Chda-1	62,49		16,43	8,2		4,16	0,79	4,61	3,25		99,93
783090	9867765	3686	Fm. Pisayambo (lava)	Chda-1.1	57,85		17,55	8,54		7,3	2,44	3,91	2,35		99,94
778245	9864489	2553	Debris avalanche dep.	Chda-2.1	53,5		19,22	8,75		10,16	2,79	3,91	1,65		99,98
780118	9866397	3054	Debris avalanche dep.	Chda-4	57,4		16,53	11,08		6,03	1,69	4,08	3,11		99,92
776433	9856440	2087	Debris avalanche dep.	Chda-5	58,21		15,51	10,14		6,52	1,76	4,31	3,47		99,92
776736	9854649	2065	Debris avalanche dep.	Chda6	58,25		15,55	10,64		6,15	1,54	4,19	3,61		99,93
777725	9864022	2490	Debris avalanche dep.	Chda-2	60,28	1,495	15,91	7,51	0,105	5,04	2,17	4,07	2,93	0,488	99,998
778107	9864358	2583	Debris avalanche dep.	Chda-3	58,73	1,532	16,51	8,02	0,106	5,67	2,25	4,13	2,56	0,491	99,999
776956	9857792	2074	Debris avalanche dep.	TG-JB-62	58,67	1,5	16,1	8,47	0,1	5,63	2,26	4,18	2,56	0,53	100
					Sc	V	Cr	Co	Ni	Sr	Y	Zr	Ba		
					Chda-2	15	200	12	16	461	32	299	1013		
					Chda-3	16	221	16	19	528	29	272	937		
					TG-JB-62	18,29	230,74	4,65	18,98	7,48	527,2	21,72	282,71	994,55	
					TG-JB-62	18,29	230,74	4,65	18,98	7,48	527,2	21,72	282,71	994,55	

*Óxidos mayores normalizados al 100% en porcentaje en peso y elementos traza en ppm

ANEXO 7

Algo de leyenda

Del libro “Monografía General del Cantón Píllaro”; Coba, R., 1929:

“En esta Monografía presento algunas leyendas que encierran noticias que pueden llamarse tradiciones; las oí, como tantas veces lo tengo dicho a los ancianos Caciques de Huainacurí y las consigné....”

“....Mortandad en Cutsatagua

Por el lado de Patate-urcu asomaron bandas (turbas) de feroces indios, eran yumbos salidos desde el Anzu y Canelos, armados de lanzas de chontas muy filas, de cuchillos también de chonta, de flechas y cerbatana; de porras con las cabezas cuajadas de piedrecitas que parecían cuchillas; por las cerbatanas soplaban unas flechitas envenenadas. Sentaron sus chozones en las orillas de los ríos Chalhuyacu y Cutsatagua. Empezaron a tronar y temblar los cerros Huicotango y Quinuales y los yumbos espantados desampararon sus chozones y buscaron como acomodarse en los caseríos de Huainacurí y Rumipamba. Invadieron los caseríos con grande algazara y se encontraron con los de Píllaro en las cercanías de las lagunitas Tsunicochoa y Tsahuancochoa. El combate fue terrible, muy sangriento: triunfaron los yumbos y a los prisioneros y heridos vencidos, atados fuertemente con venas, arrojaron al fondo de las lagunas, así como a todos los muertos de ambos campamentos. El Rey de Píllaro, llamado Toasa, y los sobrevivientes se retiraron al país de los Sigchos, para reorganizarse y rechazar a los yumbos. “Los lentos y roncós bramidos que se oye, de vez en cuando, provenir del Huicotango y el Quinuales, son lamentos y gritos de venganza de los que fueron arrojados vivos en esas lagunas”, decían los Caciques que esto referían.....”

“....Sisa-Ñahui el Visionario

En los “Apuntes de curiosidades antiguas”, encuentro lo siguiente, tomado de las relaciones de los Caciques de Huainacurí: Al mismo tiempo que en una cueva del volcancito Quinuales vivía una vieja que dicen que tenía relaciones con el demonio, y que por eso era temida de todos, en otra cueva del cerro Huicotango, acompañado de unos pocos discípulos vivía un anciano ermitaño llamado “Sisañahui”. Vestía como el antiguo “Blanco misterioso” y enseñaba a creer en un solo Dios verdadero y a querer solo al Dios verdadero. El y sus acompañantes, aunque vivían sembrando y haciendo esteras, era un santo, nada de malo se decía de él, pero era martirizado por las iras de la bruja. El ermitaño nunca asistía a los bailes y festejos públicos, ni adoraba a los cerros ni a los astros. Decía que conversaba maravillas con Dios, era muy querido y respetado del Ati, y el mejor curandero de los enfermos en toda esta tierra. Cuando supo la llegada de los blancos y la caída del Inca Atahualpa en Cajamarca, lloró mucho y anunció que ya no habría remedio, y dijo al Ati que Dios le había avisado que Atahualpa sería muerto por los blancos y el reino también caería en manos de los blancos, en castigo de que los Incas, contra lo que se les había mandado por Dios, desde muy antiguo, no han impedido a las gentes que adoren al sol y la luna, al mismo demonio, a los cerros, al rayo y que no maten, nunca más a las doncellas y niños en las fiestas. El ermitaño hizo un viaje a Cajamarca y consiguió entrar a la prisión del Inca y decirle claramente lo que Dios había decretado contra él y contra todo el Imperio, en castigo de las idolatrías y demás crímenes. Atahualpa le oyó estupefacto y cuando quiso hacerle

matar, Sisañahui huyó y vino a refugiarse en su cueva del Huicotango. Un día Sisañahui, estando en frente de su cueva y rodeado del Ati y de mucha gente, mostró como por el lado de Riobamba, en el aire aparecía una gran cruz de fuego. En ese momento hubo grandes bramidos de los cerros y la bruja del Quinuales desapareció.

Cuando Rumiñahui preparaba tropas contra los blancos, Sisañahui repitió lo que había dicho a Atahualpa, pero Rumiñahui encendió en ira, hubiera traspasado con la lanza a Sisañahui, si el anciano Ati no le hubiera cubierto con su manto...”

“....Otras leyendas

Los indios de Píllaro, así como hasta hoy, los indios de la Provincia de León, creen que el Taita Cotopaxi es casado con la Mama Tungurahua, y que, en tiempos antiguos, hubo una espantosa Guerra de Celos entre los dos volcanes.

El Cotopaxi, a escondidas del Tungurahua, había contraído relaciones ilícitas con la joven Tionilsa (el Ilinisa menor, cuyo nombre propio es el de Catsungumbí), así como la Tungurahua vivía en mal estado con el altísimo Cúllay (el Altar). El alto Ilinisa había ido a visitar a un amigo lejano. Entonces la Tungurahua ardiendo en celos, repentinamente atacó a la Tionilsa dándole tantos moquetazos de tal manera de dejarla, para siempre, fea como la vemos ahora; al ver esa calamidad el Cotopaxi reventó de ira y atacó furiosamente a su mujer Tungurahua que se defendió también con otra reventazón; el Carihuairazo y el Cúllay, se presentaron en defensa de la Tungurahua, entonces el Cotopaxi redobló sus furores, al Carihuairazo le dejó en esqueleto y al Cúllay o Altar le hundió y le mató.

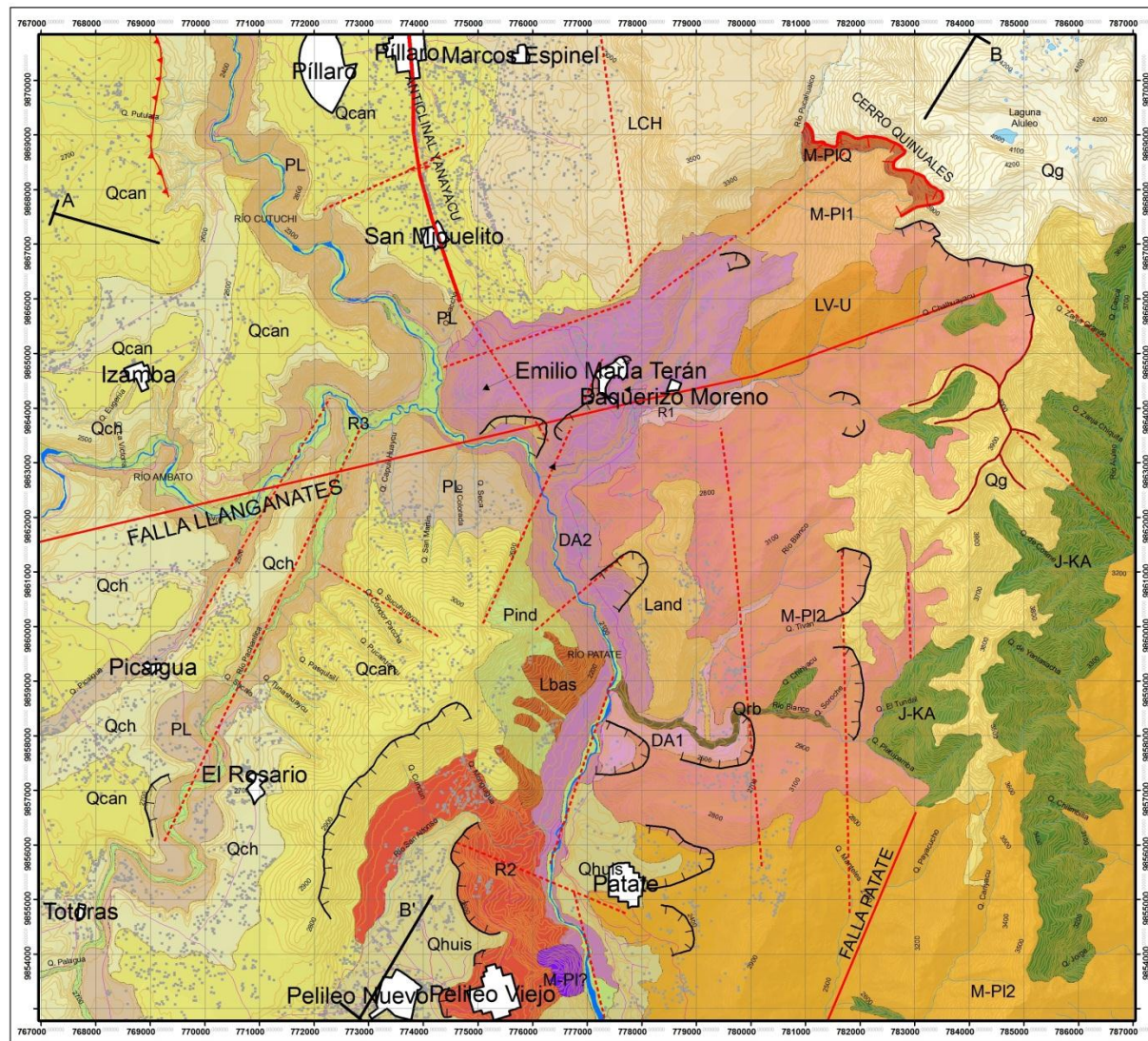
Esta leyenda es conforme a la tradición contada por los indios del Licán riobambeño del gran cataclismo volcánico que acabó con el hundimiento del Cúllay o Altar y que duró muchas semanas....”

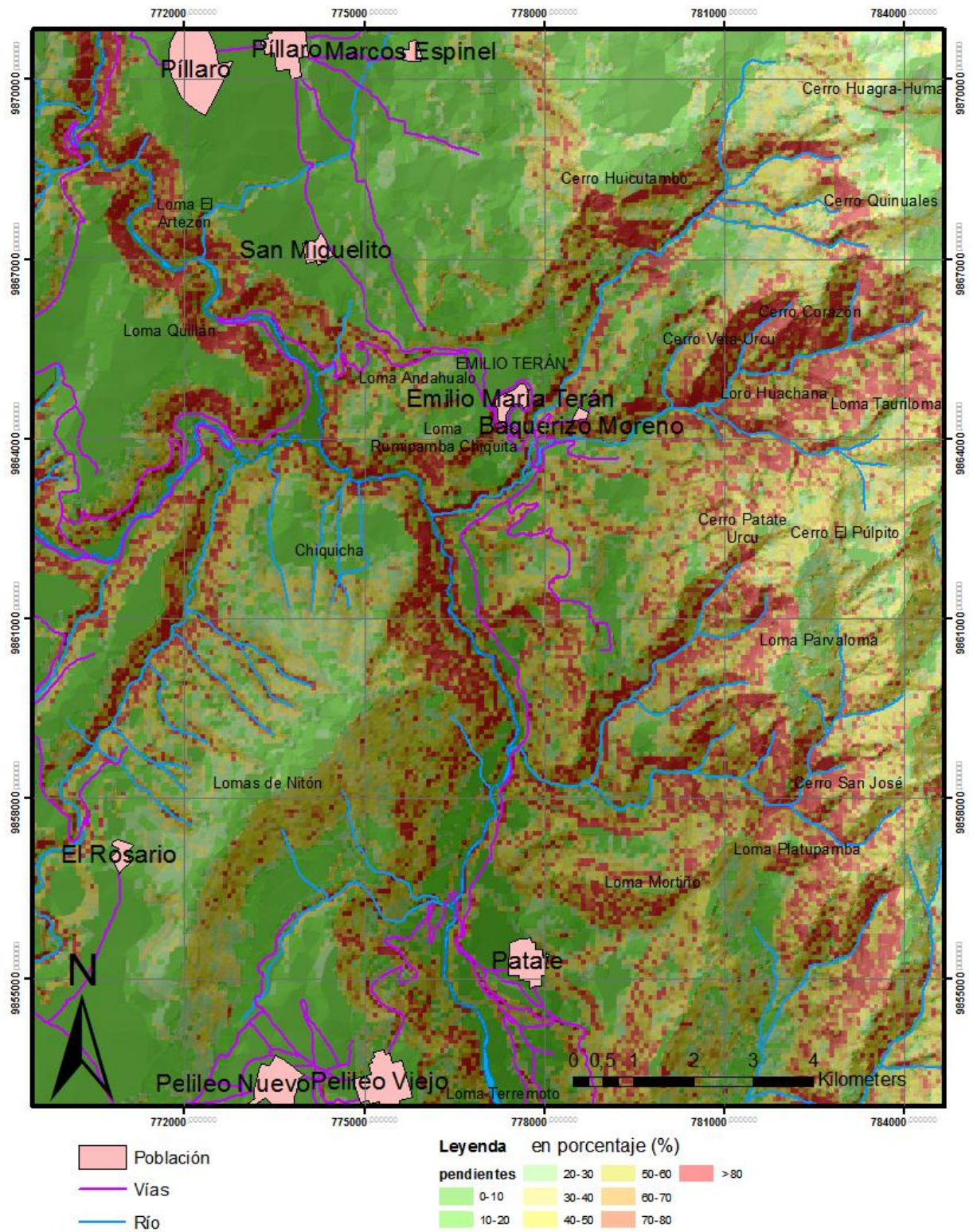
ANEXO 8

Mapas geológico y de pendientes

(*para mayor información escribir al autor)

MAPA GEOLÓGICO TRAMO PÍLLARO-PATATE







*"Sarebbe bello essere nuvole e avere un mondo da inseguire,
fermarsi solo un' attimo e se c'è noia scomparire".... Gigi D'Agostino*